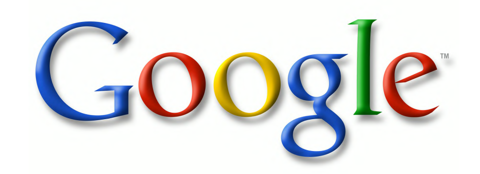
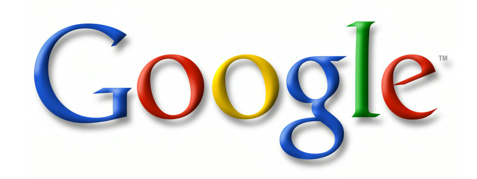
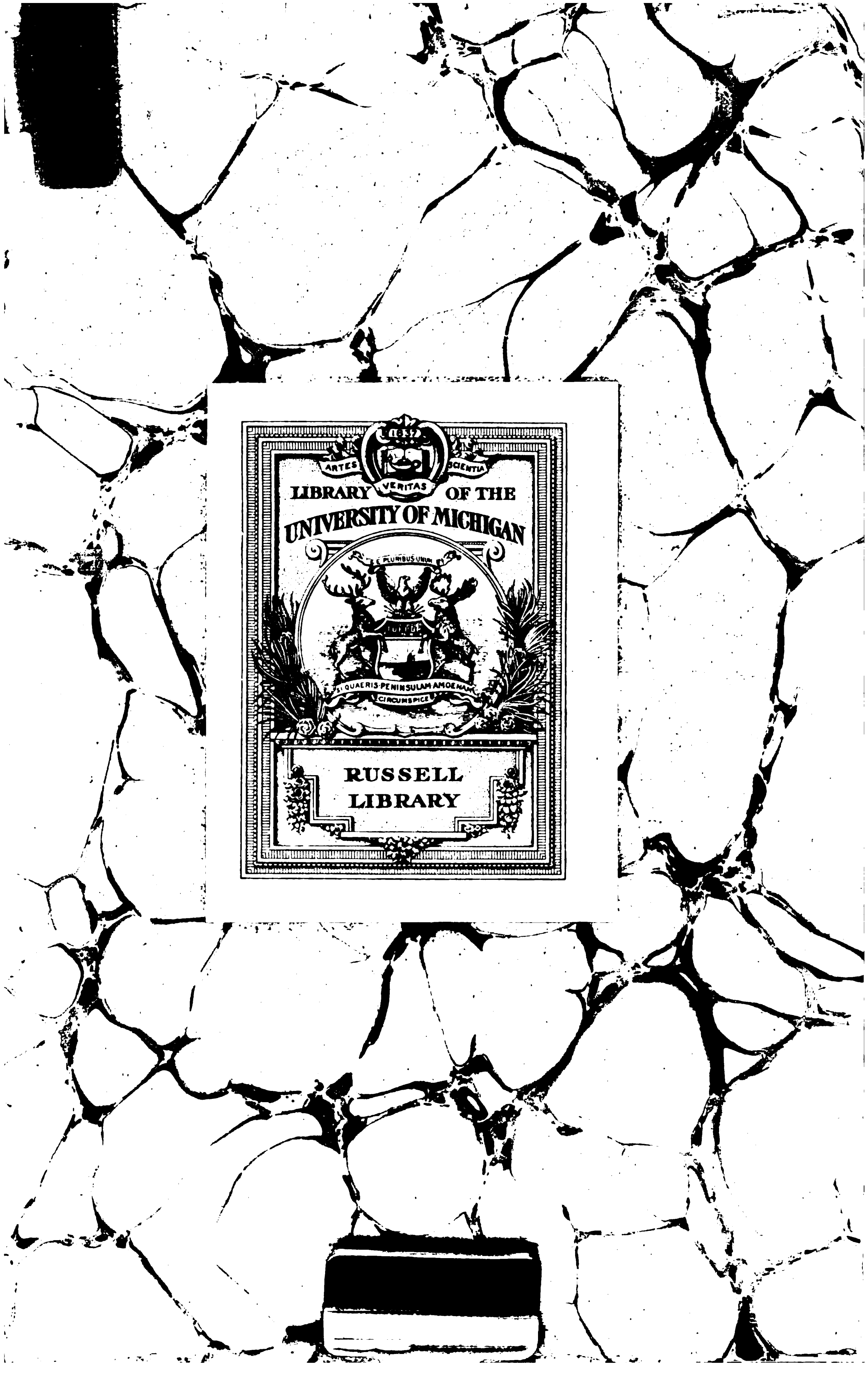
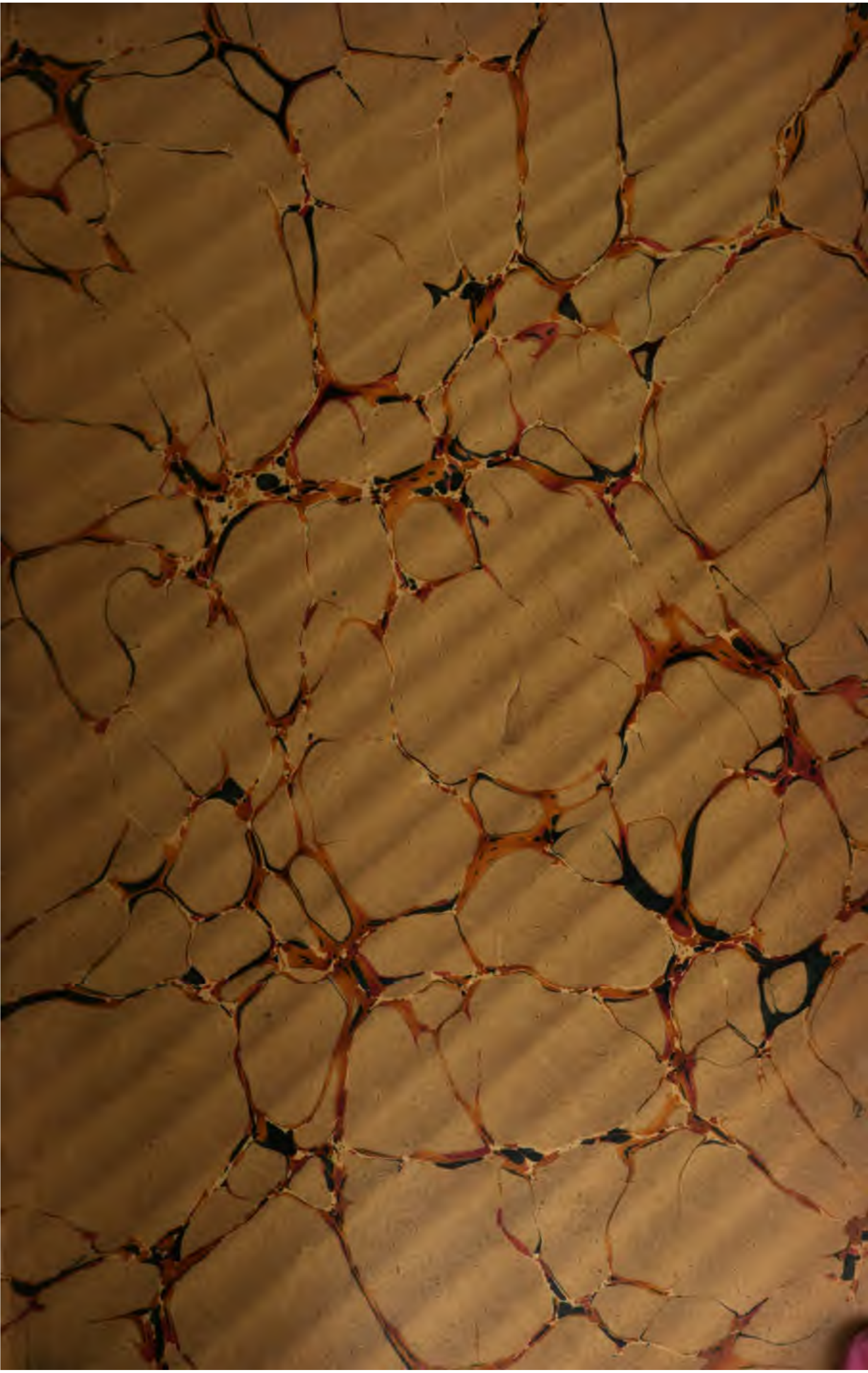








ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE
RUSSELL
LIBRARY

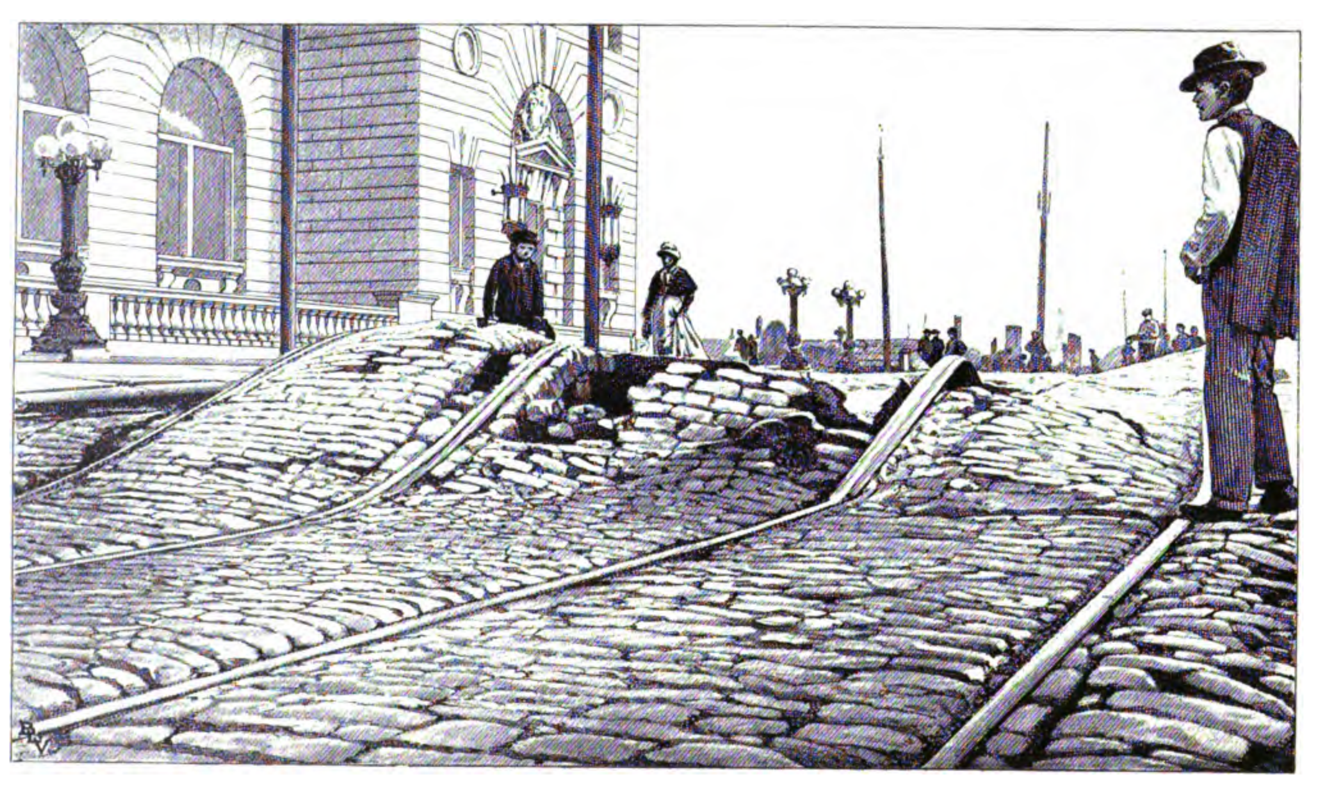






LA SCIENCE SÉISMOLOGIQUE

LES TREMBLEMENTS DE TERRE



TROTTOIR DALLÉ DE L'HOTEL DES POSTES DE SAN-FRANCISCO, MONTRANT UNE VAGUE SÉISMIQUE VISIBLE DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 18 AVRIL 1906 (d'après SCHUSSLER, Ingénieur en chef de la Spring Valley Water Company) (*The Water Supply of San Francisco, before, during, and after the Earthquake of April 18th 1906, and the subsequent conflagration*. San Francisco, July 23rd, 1906).

La rigidité des matériaux a empêché le trottoir de reprendre sa forme primitive après l'événement. Le sol sur lequel ce trottoir reposait est constitué par 105 pieds (32 m.) d'alluvions. On remarquera que l'Hôtel des Postes, élevé sur pilotis dans le voisinage immédiat, n'a au contraire presque pas souffert.

Comte DE MONTESSUS DE BALLORE, Fernand, comte

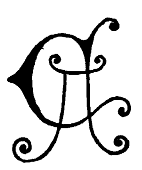
Directeur du Service séismologique de la République du Chili.

LA SCIENCE SÉISMOLOGIQUE

LES TREMBLEMENTS DE TERRE

Avec une Préface par M. ED. SUESS, Associé étranger de l'Institut

222 figures et cartes dans le texte et hors texte



Librairie Armand Colin

Paris, 5, rue de Mézières

—

1907

Published December 11th, nineteen hundred and seven.
Privilege of Copyright in the United States reserved,
under the Act approved March 3. 1905,
by Max Leclerc and H. Bourrelier, proprietors of Librairie Armand Colin.

PRÉFACE

Depuis l'aurore des temps de la Fable, Atlas, le robuste fils de Japet et de Clymène, porte le poids de la sphère terrestre sur ses robustes épaules. Écrasé sous le faix, il en ignore toutes les magnificences; de l'aveuglante coupole glacée des pôles, pas plus que des splendeurs des abîmes océaniques et des volcans du Cercle de feu, il n'a, simple soutien, qu'un vague soupçon. Aussi l'artiste lui donne-t-il une face chagrine.

Il fut une époque où les scrutateurs des secrets de la Nature regardaient comme leur devoir et tenaient pour le principal but de leurs efforts et de l'accumulation de leurs connaissances, une vue d'ensemble sur le grand Tout, justement ce dont le Titan Atlas a été, pour son châtiment, privé pour toujours. Mais le progrès des communications et le développement de la Science ont abattu les bornes jusqu'alors imposées à notre savoir; l'homme a aujourd'hui acquis une plus précise conception des dimensions de la Planète; ses vues se sont, par l'observation directe, élargies dans toutes les directions et il doit de nouvelles vérités aux méthodes de comparaison.

Naguère on se contentait de notions vagues et imprécises sur la surrection des chaînes de montagnes; maintenant on la surprend dans les ébranlements du champ d'affaissement des Calabres, dans les poussées de chevauchement qui ont érigé l'Himalaya au-dessus de la cuvette tertiaire des Siwaliks, dans les mouvements semblables qui, depuis un passé reculé, se sont, en Belgique, produits le long de la Taille du Midi et ont été, depuis 1828, reconnus sous forme de tremblements de terre; on reconnaît

enfin des mouvements orogéniques de même nature dans les remarquables changements observés récemment à la baie Lisuya de l'Alaska, aussi bien que dans les dérangements de la ligne Punta-Arenas-Mount Pinos qui viennent de renverser San-Francisco. Peut-être serait-il exagéré de dire que nous assistons encore à la naissance de chaînes de montagnes, mais nous savons maintenant distinguer les nombreux mouvements qui les ont fait surgir et les processus variés qui ramènent vraisemblablement les couches terrestres à l'équilibre rompu par l'acte de leur surrection, et, parmi eux, nous devons compter les tremblements de terre.

Les études séismiques sont passées par les mêmes étapes que les autres branches de nos connaissances. Et si, pour atteindre quelque sommet de nos grandes chaînes, l'alpiniste s'accroche à un roc, non pour s'y arrêter mais pour s'élancer plus haut après avoir repris haleine, de même la Séismologie est partie, à ses débuts, d'une conception simple et toute schématique, celle de l'*épicentre*, point de la surface terrestre d'où semble émaner le tremblement de terre, et tous ses efforts tendaient à fixer la position de cet idéal point géométrique; maintenant elle rejette cette notion par trop simplifiée, valable seulement pour les ébranlements dus aux explosions volcaniques, pour s'élever à celle du mouvement d'ensemble des plans de la marqueterie terrestre.

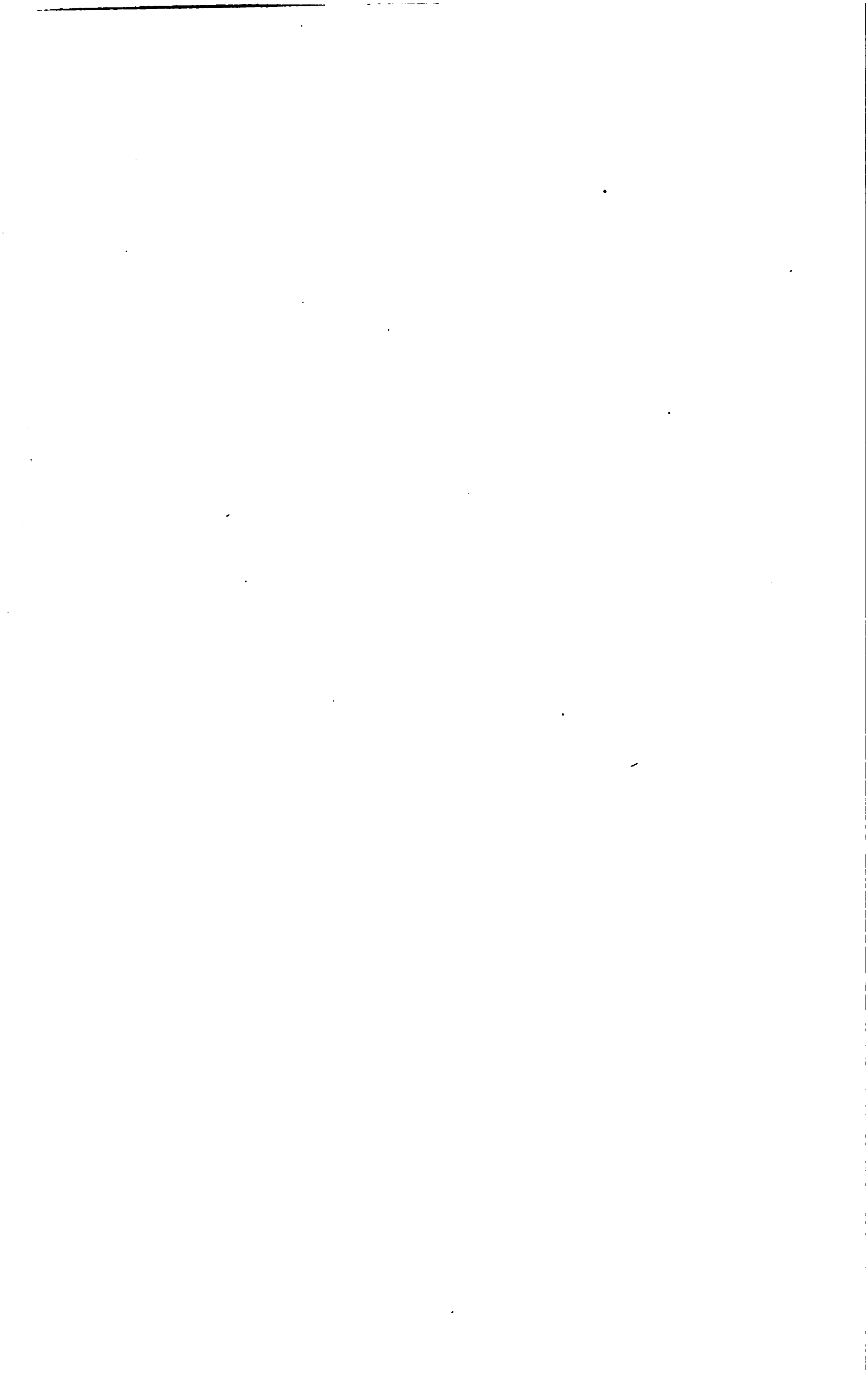
Ces recherches ont trouvé un admirable outil dans le pendule, et peu de personnes pourraient se défendre d'un profond étonnement à voir dans un observatoire séismologique s'inscrire au centre de l'Europe un ébranlement de la côte occidentale du Pacifique ou du Japon. Il n'est donc pas surprenant que la propagation du mouvement séismique nous fournisse d'inestimables informations sur l'état des régions internes, à nous inaccessibles, de la Planète et que les ondes des tremblements de terre ont parcourues. Cet horizon de la séismologie prend un caractère mathématique et physique qui a trouvé une base commode dans l'épicentre, ainsi de nouveau placé au premier plan.

Mettre en lumière une plus exacte compréhension de la nature géologique des tremblements de terre quant à leur dépendance

intime avec la formation du relief terrestre et la surrection des chaînes de montagnes, telle est la tâche qu'a remplie le Comte de Montessus de Ballore dans sa *Géographie séismologique*. Avec lui on reconnaîtra que tous les tremblements de terre si destructeurs de ces dernières années, qui ont frappé le Monde d'effroi, étaient d'origine tectonique et n'avaient pas d'épicentre, mais que les explosions ou les catastrophes comme celle de la Montagne Pelée, forment une classe indépendante de phénomènes. Dans la *Science séismologique*, il poursuit le même but sous tous les aspects que présentent les séismes; il y montre enfin que la notion vieillie d'épicentre ne s'accorde plus avec la nature mieux observée du tremblement de terre et doit être remplacée par la conception plus générale, et plus conforme aux faits d'observation, de surfaces en mouvement. Il a ainsi mérité la reconnaissance des observateurs et forcé l'attention du monde de la science.

ED. SUESS.

Marz (Maresfalva) 5 septembre 1906.



LA
SCIENCE SÉISMOLOGIQUE [1]

INTRODUCTION

Le vieil adage *Natura non facit saltum*, s'il est vrai pour les phénomènes qu'embrassent les sciences naturelles, ne l'est certainement pas en ce qui concerne l'évolution de ces dernières. De temps en temps et par intermittences, à des intervalles plus ou moins éloignés, on découvre d'importantes vérités nouvelles ou, pour mieux dire, on s'avance de quelque degré dans la série des approximations successives qui nous permettent de mieux entrevoir le but poursuivi, jamais atteint, parce qu'en même temps ces progrès de nos connaissances ne font que soulever un peu plus largement le voile et nous ouvrir des horizons nouveaux : des problèmes insoupçonnés encore se posent et, pendant une période, il nous faut, par de nouvelles recherches, remplir le cadre ainsi élargi. Ce sont ces grandes étapes successives qui donnent la vie à l'histoire d'une science ; et, périodiquement aussi, s'impose la nécessité d'en établir le bilan par un exposé général, en coordonnant les faits épars qui sans cela ne seraient qu'un informe monceau d'observations sans lien et dont il ne serait pas possible de tirer une vue d'ensemble.

La séismologie, ou la science des tremblements de terre, vient précisément de franchir une des plus remarquables phases de son développement avec la découverte et l'emploi généralisé des séismographes, ces merveilleux instruments qui permettent de mesurer toutes les particularités du mouvement séismique. Or, il n'est point de pas aussi décisif pour une branche quelconque des connaissances humaines que d'en soumettre les phénomènes à des mesures systé-

[1] Pour des raisons d'euphonie et conformément à l'usage presque constant et général des littératures scientifiques de l'étranger, on a, dans cet ouvrage, comme dans la *Géographie séismologique*, adopté l'orthographe de *séisme* (et ses dérivés) au lieu de *sisme* que commanderaient les habitudes philologiques et que suit, en particulier, l'Académie des sciences.

matiques ; par le fait même, en effet, elle passe du stade empirique et conventionnel à l'état de véritable science, et l'interprétation des faits d'observation n'est plus laissée à l'arbitraire des vaines spéculations. Le moment est donc bien choisi pour fixer ce que nous savons et ce que nous ignorons des tremblements de terre, juste à l'époque où les découvertes vont, sans doute, s'accumuler et se précipiter par les efforts des adeptes de la séismologie devenus innombrables et qui, dans leurs observatoires disséminés sur toute la surface du globe, y sont armés du plus admirable outillage. Ce remarquable et rapide essor est presque unique dans l'histoire des sciences, et peu d'entre elles peuvent se vanter d'en avoir jamais pris un aussi brillant. En un petit nombre d'années, la séismologie a constitué ses méthodes, établi son corps de doctrines, inventé ses appareils, édifié ses observatoires et largement débordé sur les frontières de la géologie, de la géodésie et de la météorologie, dont elle ne se contente plus d'être une humble annexe. Qui pourrait donc mesurer et borner ses progrès futurs, et qui saurait restreindre les bienfaits que l'humanité ne manquera pas de tirer d'une exacte connaissance du plus terrible, peut-être, des fléaux qui l'affligent ?

Malheureusement, ce grand mouvement s'est produit sans la participation de la France, grâce sans doute au bonheur dont nous jouissons d'y vivre sur un sol éminemment stable. Mais l'excuse est sans valeur, plusieurs de nos colonies payant à leur tour un triste tribut aux soubresauts de l'écorce terrestre ; et, d'ailleurs, un des plus grands des séismologues modernes, Milne, n'est-il pas un fils de la non moins solide Angleterre ? Il est temps que le public français puisse s'affranchir du pénible labeur d'aller, dans d'innombrables périodiques et travaux étrangers, puiser les éléments de l'étude du plus attachant peut-être des phénomènes de la vie du globe. Le mouvement séismique, une fois déchaîné quelque part à la surface de la terre, met la planète entière en état de vibration, de sorte qu'il n'est plus nécessaire, comme autrefois, et grâce seulement aux séismographes, d'habiter un pays à tremblements de terre pour se livrer à l'étude des redoutables ébranlements du sol. Cette précieuse particularité de la jeune science laisse donc les travailleurs français sans aucune raison de l'ignorer aussi complètement qu'ils l'ont fait jusqu'à ce jour, du moins si l'on en juge par l'absence presque totale de travaux importants capables de contribuer à son progrès. Ainsi la nécessité s'impose de combler une regrettable lacune dans la littérature scientifique française de notre époque, en exposant les découvertes de la séismologie moderne ; et peut-être que ne sera pas vain l'espoir

de voir surgir des adeptes qui rivaliseront, quand ils le voudront, avec la pléiade des savants étrangers qui consacrent tous leurs efforts à l'étude des tremblements de terre.

Ce n'est pas qu'il manque de très estimables traités de séismologie, dont quelques-uns fort récents [1]. Mais chacun d'eux reflète en quelque manière les habitudes d'esprit et les traditions scientifiques du pays de son auteur. A ce point de vue d'un exposé général, la science n'a rien de cosmopolite et, à dire les mêmes choses, la vérité ne se conçoit bien qu'adaptée, dans son ensemble, aux qualités comme aux défauts du génie national du lecteur. C'est là un nouveau motif à dresser le tableau didactique de l'état actuel de la séismologie, selon nos propres habitudes d'ordre et d'éloignement pour tout ce qui est détail superflu. On se gardera soigneusement aussi de tenir pour certain ce qui est encore contestable, sans se laisser aller à l'enthousiasme fréquemment partagé par les séismologues à l'égard de progrès réels, mais parfois insuffisamment fixés encore.

On a vu dans un ouvrage récent et à thèse, *la Géographie séismologique*, mettre les tremblements de terre en relation avec le passé, le présent et l'avenir géologique de la Terre. En développant cette conception uniquement basée sur les faits, nous supposions connues toutes les modalités et les propriétés du mouvement séismique. Il s'agit maintenant de combler cette lacune, de sorte que l'on ait, avec *la Science séismologique*, une facile connaissance de l'ensemble de ce que l'on sait actuellement des tremblements de terre, ainsi que la possibilité de remonter aux sources. Aussi bien, parallèlement à la séismologie tectonique, s'est encore bien plus agrandie en ces dernières années la séismologie qu'on pourrait appeler physique et qui, sans se préoccuper outre mesure de la cause des tremblements de terre, étudie presque pour lui-même un mode de mouvement dont l'origine peut lui rester en quelque sorte assez indifférente.

Nette et précise, la démarcation des deux branches de la séismologie tend malheureusement à s'accentuer de plus en plus. Dès que le tremblement de terre s'est produit, le géologue s'en va scruter les couches terrestres de la région la plus ébranlée pour tâcher d'y lire les causes de leur dérangement, sans penser davantage à ce que deviennent les ondes séismiques propagées au loin. C'est, au contraire, à partir de ce moment que le physicien s'empare de ces der-

[1] Hœrnes. *Erdbebenkunde*. Leipzig, 1893. — Milne. *Seismology*. London, 1898. — Dutton. *Earthquakes in the light of the new Seismology*. New York, 1904. — Sieberg *Handbuch der Erdbebenkunde*. Braunschweig, 1904.

nières, et il en étudie à loisir les délicats diagrammes enregistrés par les séismographes du monde entier. Le premier cherche, au grand air ou dans les profondeurs terrestres, à surprendre la Nature sur le fait; le second prend son temps pour lui arracher ses secrets dans le silence du cabinet. L'un et l'autre peuvent-ils s'ignorer mutuellement? Assurément non. Les causes géologiques vraisemblablement multiples des tremblements de terre ne sauraient manquer d'introduire des variétés originelles dans le mouvement séismique, lui-même sujet à être modifié ultérieurement suivant la constitution des terrains au travers desquels il s'est propagé au loin. Il faut donc que le physicien tienne compte des travaux du géologue; mais, réciproquement, ce dernier ne pourra posséder une claire intuition du phénomène s'il ne connaît les particularités du mouvement séismique, telles que les décèlent les séismographes, ces appareils lui servant pour ainsi dire de télescope ou de spectroscope pour les couches profondes qui lui sont à lui-même directement inaccessibles.

La séismologie constitue donc un ensemble que les succès actuels des physiciens ne suffisent point à disjoindre en branches rivales, en dépit de la prédominance que les géologues ont laissé prendre à leurs heureux compétiteurs, fiers à bon droit de leurs appareils et de leurs observatoires, mais que les mathématiques ne pourront pas à elles seules conduire au but sans la connaissance des éléments tectoniques du problème.

Pour la clarté de l'exposé didactique d'une science, il faut une idée directrice. Ici, ce sera, toutes les fois qu'on pourra y revenir, l'influence des circonstances géologiques sur le mouvement séismique lui-même. On ne fera de la sorte que reconnaître l'importance légitime et réelle du rôle que jouent les différences de constitution tectonique aussi bien à l'origine du tremblement de terre que tout le long des chemins par lesquels transitent ses ondes. Pour avoir trop souvent oublié que le mouvement séismique n'est pas assimilable à une énergie mécanique idéale, se propageant suivant des lois mathématiques dans un milieu de nature géométriquement idéale aussi, les physiciens se sont heurtés à des difficultés et à des contradictions que la complexité réelle des choses ne leur a pas permis de dénouer à l'aide du calcul, ici impuissant à résoudre rationnellement le problème posé. Seul l'examen des circonstances géologiques dans chaque cas particulier donne parfois la possibilité d'expliquer les divergences rencontrées à chaque pas entre la théorie et l'observation. Comme on le verra, la séismologie tend de plus en plus à s'aider de l'appareil mathématique; mais ce n'est certes

pas ainsi qu'elle découvrira la nature essentielle et la cause des tremblements de terre, tant, du moins, qu'elle s'affranchira de la géologie. Dans bien des cas, l'analyse ne sert qu'à masquer notre ignorance. On ne saurait trop s'élever contre cette tendance, capable seulement de retarder les progrès de la séismologie en lui donnant les apparences d'une exactitude ou d'une précision prématurées que ne comportent pas encore les sciences naturelles, si tant est qu'elles puissent jamais y arriver. En tout cas, le stade rationnel de la science des tremblements de terre ne saurait être entrevu que dans un avenir extrêmement éloigné.

A chacune de ses étapes successives, et pendant une période plus ou moins longue, une science naturelle oriente ses recherches et base les déductions qu'elle tire des faits sur certains principes directeurs. Il arrive bientôt un moment où l'observation, devenant plus précise, ne s'y adapte plus, et il faut en élargir le cadre; c'est précisément là le progrès. En séismologie, la conception de l'épicentre a joué jusqu'à ces derniers temps un rôle prépondérant, et il va falloir l'abandonner. On nomme ainsi le point de la surface terrestre d'où semble émaner le mouvement séismique pour se propager dans toutes les directions. Il a suffi aux observations directes des tremblements de terre, et tant que les observations instrumentales n'eurent pas atteint le haut degré de précision que nous leur voyons aujourd'hui, la notion géométrique de ce point a rendu les plus grands services. Mais avec le progrès de l'expérimentation se sont présentées, entre les faits et la théorie, de nombreuses contradictions inconciliables. Si ces difficultés ne se résolvent pas encore complètement, du moins elles s'éclairent et s'expliquent par ce fait nouveau d'observation que les tremblements de terre, loin de pouvoir, sauf en des cas très particuliers, être considérés comme émanant d'un point, sont des mouvements d'ensemble, ou en bloc, de portions souvent considérables de l'écorce terrestre et qu'ils prennent naissance à des profondeurs de beaucoup inférieures à celles auxquelles on était géométriquement conduit par les conséquences de la notion d'épicentre. Le phénomène séismique n'est plus une sorte d'explosion s'irradiant d'un point, mais bien au contraire un déplacement, un dérangement, d'origine tectonique, de tout un voussoir plus ou moins étendu. Seuls les tremblements de terre volcaniques et d'écroulement, d'ailleurs relativement rares et généralement faibles, surtout ces derniers, ont un épicentre, et cette première, mais grossière approximation, valable pour eux seuls désormais, doit être complètement délaissée. Sans doute, les difficultés d'application

seront grandes et la complexité réelle des phénomènes, telle qu'elle résulte d'un état de choses bien avéré, ne sera pas pour faciliter la tâche des séismologues physiciens dans leurs travaux futurs. De bon gré ou non, il faut cependant qu'ils s'y résignent et renoncent à la voie décevante de l'analyse mathématique, appliquée à une hypothèse décidément insuffisante et trop éloignée de la réalité pour conduire à la vérité. Quant à baser de nouvelles théories physiques sur le fait d'observation de la grande étendue de la masse mise en mouvement d'un seul coup, à l'origine même d'un tremblement de terre, il semble bien que le problème soit insoluble dans l'état actuel de nos connaissances. Pour justifier cette manière de voir, il suffit de rappeler l'extrême complication à laquelle conduit l'hypothèse simple de l'épicentre : on obtient déjà des équations analogues à celles de la mécanique céleste. Que sera-ce avec l'épicentre remplacé par des plans de failles tout autour du voussoir mis en mouvement ? Cette condamnation d'une méthode, d'ailleurs à juste titre admirée à certains égards, ne sera peut-être pas acceptée facilement tout d'abord. Mais il faut bien dire qu'elle ne s'étend pas aux observations séismographiques, dont il serait puéril de nier, au nom de la géologie, les immenses services et l'intérêt. Il est bien permis cependant de répéter, même à satiété, que les phénomènes de propagation n'apprendront jamais rien sur la genèse même des tremblements de terre, sauf d'une manière très indirecte et, au moins jusqu'à présent, peu sûre. Ce point de vue sera fidèlement poursuivi dans toute *la Science séismologique;* ce n'en sera point pour cela un ouvrage à thèse. On y restreindra seulement le domaine des physiciens à la propagation du mouvement séismique, à sa nature essentielle et à ses effets hors de l'origine; leur rôle reste néanmoins assez grand encore pour que, cessant de laisser les géologues à l'arrière-plan de la séismologie, ils veuillent bien marcher avec ceux-ci en un accord parfait, nécessité de premier ordre à laquelle il leur faut se résoudre pour que leurs travaux ne soient pas frappés de stérilité au regard de la genèse des tremblements de terre.

Quoi qu'il en soit, la phase nouvelle qui s'ouvre pour la séismologie est caractérisée par la disparition de la notion trop idéale de l'épicentre qu'ont simultanément amenée, d'une part, les circonstances géologiques mieux étudiées et, d'autre part, un désaccord croissant entre la théorie et les faits d'observation, à mesure que les appareils se sont perfectionnés. Mais ce n'est pas à dire que l'ancien point de vue ne continuera pas à guider désormais de nouvelles

recherches ; le progrès ne s'impose jamais tout d'un coup, et longtemps encore, sans doute, on continuera à édifier de pénibles calculs pour déterminer la position de ce point inexistant, tant il est difficile à une science d'abandonner les méthodes qui l'ont fait progresser ; et c'est bien le cas de celle de l'épicentre, dont on ne saurait méconnaître les services. *La Science séismologique* arrive donc bien au début d'une ère nouvelle, ce qui justifie la prétention qu'on y a d'exposer l'état actuel de nos connaissances sur les tremblements de terre. Mais le vocable d'épicentre n'y jouera plus que le rôle d'une expression commode pour simplifier le langage.

Le merveilleux essor qu'aux mains des physiciens la séismologie a pris en ces dernières années dérive principalement de ce que les appareils, uniquement destinés au début à signaler les tremblements de terre à l'attention des observateurs et à en mesurer les éléments, sont, à la suite de nombreux et ingénieux perfectionnements, devenus assez sensibles pour enregistrer les vibrations terrestres que les sens de l'homme sont incapables de percevoir. L'intensité d'un tremblement de terre décroît rapidement à partir de son origine, et les appareils peuvent seuls le déceler au loin. Le mouvement séismique dépasse largement les bornes de l'aire à l'intérieur de laquelle il peut affecter nos sens et, s'il est assez fort, il s'étend à toute la masse terrestre et peut actionner les séismographes du monde entier. Cette découverte capitale a singulièrement élargi le champ des études des physiciens qui, en raison du grand nombre des tremblements de terre journellement produits à la surface du globe, en ont toujours à étudier, puisqu'il s'en enregistre constamment à leurs séismographes, en quelque lieu du globe que se trouvent les observatoires. Ils n'ont donc plus à attendre, pour avoir la matière première de leurs travaux, que le sol de leur résidence veuille bien se mettre en mouvement, et leurs recherches ne sont plus intermittentes comme celles de leurs devanciers. Ils peuvent ainsi consacrer tout leur temps à ces infimes vibrations, venues de loin, et que l'on nomme *microséismes*, par opposition avec les tremblements de terre ordinaires, appelés *macroséismes* et sensibles à l'homme, mais infiniment moins fréquents en un point donné de la surface du globe. On verra que les microséismes ne sont pas toujours d'origine géologique ou tectonique. En un mot, certains d'entre eux ne sont pas de véritables tremblements de terre. Dès lors, il n'est pas surprenant que beaucoup de séismologues aient, pour ainsi dire, perdu de vue le phénomène dont ils devaient s'occuper exclusivement et qu'ils soient souvent passés à côté du problème le plus

important, à savoir la recherche des causes des ébranlements du sol, pour s'en tenir surtout à l'étude du mouvement séismique en lui-même. Aussi a-t-il fallu que de grands géologues, comme Suess, se soient obstinés à retenir les tremblements de terre dans le cadre de leurs propres travaux pour que, finalement, leur ait été réservé, plus qu'aux physiciens, le privilège de fournir sur leurs causes des informations que les séismographes sont incapables de donner. On ne s'étonnera donc pas que dans cet ouvrage on soit toujours remonté aux considérations d'ordre géologique, toutes les fois que cela s'est montré possible, parfois même au détriment des observations purement physiques, moins importantes à nos yeux, pour la découverte des causes des tremblements de terre.

De ce que les microséismes ne sont pas tous d'origine géologique, à l'inverse des macroséismes qui en reconnaissent toujours une de ce genre, il s'ensuit que les uns et les autres donnent une base assez rationnelle à la division d'un exposé didactique de la séismologie. On commencera tout naturellement par l'étude des macroséismes et, à leur sujet, on développera dans une première partie toutes les connaissances que fournit l'observation directe, en empruntant le moins possible aux données instrumentales. Les notions ainsi obtenues correspondent à l'ancienne séismologie et leur champ, forcément assez limité, s'étend singulièrement par l'emploi des appareils séismographiques, de sorte que la seconde partie, plus spécialement consacrée aux microséismes, s'occupera aussi de tout ce qui touche aux méthodes modernes de mesure et à la nature intime du mouvement séismique.

Contrairement à l'usage des savants étrangers, nous excluons intentionnellement de la séismologie les lents mouvements de l'écorce terrestre, ou *bradyséismes*, comme on les appelle, parce qu'en dépit de l'intérêt qu'ils présentent, ce ne sont certainement pas des tremblements de terre; nous ne retenons que les *tachyséismes*, dont le caractère essentiel est d'être des mouvements très rapides mettant en jeu les propriétés élastiques, d'ailleurs assez imparfaites, de la matière dans les couches terrestres les plus superficielles. Les premiers sont surtout des variations de la direction de la pesanteur et ressortissent plutôt à la géodésie; ils n'ont de commun avec les phénomènes étudiés en séismologie que d'être décelés aussi par les séismographes. Au contraire, les microséismes d'origine extratellurique, météorologique en particulier, ne peuvent être mis de côté, car s'ils ne sont pas non plus de véritables tremblements de terre, du moins ce sont des mouvements tout semblables de l'écorce terrestre,

ce qui n'est pas, il s'en faut de beaucoup, le cas des variations de la verticale, et qu'en outre il est généralement fort malaisé de faire le départ des uns et des autres. Ils se mélangent d'ailleurs très intimement avec les microséismes d'origine géologique, ou tellurique pure, c'est-à-dire avec les plus faibles des macroséismes, et peuvent aussi résulter de phénomènes artificiels uniquement dus à l'activité de l'homme sur la terre.

La science n'a pas qu'à s'enfermer dans la tour d'ivoire de ses observations et de ses spéculations. Toutes les fois qu'elle le peut, et c'est bien le cas ici, elle doit songer au bien-être de l'humanité et au soulagement de ses souffrances. Or, quelle autre science le pourrait mieux que la séismologie, capable qu'elle est de diminuer les redoutables conséquences des grands séismes en fixant les règles précises d'un « *Art de bâtir dans les pays à tremblements de terre* »? Elle n'a pas failli à cet impérieux devoir, et ce point de vue pratique et humanitaire au premier chef est tellement important pour les populations des pays instables et, en particulier, pour certaines de nos colonies, qu'il a paru tout indiqué d'en faire le sujet d'une troisième partie, consacrée aux effets des tremblements de terre destructeurs, ou *mégaséismes*. Ce terme est généralement réservé aux ébranlements appelés aussi mondiaux, c'est-à-dire capables d'actionner les séismographes d'au moins un hémisphère, ou ceux du monde entier. Cette extension nouvelle du mot n'en change guère le sens, en réalité, puisque ces derniers sont le plus souvent destructeurs dans leur aire épicentrale. On ne donnera pas de détails trop techniques dans cette troisième partie, qui sera une sorte de synthèse des relations des grands désastres et fournira de nombreuses observations d'un réel intérêt scientifique sur les particularités du mouvement séismique.

Ainsi, les trois divisions de l'ouvrage s'éclairent et se complètent mutuellement les unes les autres :

PREMIÈRE PARTIE. — *Les macroséismes ou les tremblements de terre sensibles.*

DEUXIÈME PARTIE. — *Les microséismes ou les tremblements de terre instrumentaux.*

TROISIÈME PARTIE. — *Les mégaséismes ou les tremblements de terre destructeurs.*

En résumé, et dans leurs grandes lignes, ces trois divisions correspondent à ce qu'on peut appeler la séismologie courante, savante et appliquée. La première est à la portée de tout le monde, et un grand nombre d'observateurs peuvent apporter leur modeste, mais

indispensable tribut de faits à l'œuvre commune. La seconde nécessite de coûteux instruments et des installations compliquées, mais pénètre davantage au fond des choses, scrutant le phénomène séismique jusque dans son tréfonds. Enfin la troisième étudie les effets matériels des tremblements de terre sur le sol et les édifices, et cherche les moyens d'y remédier par l'emploi de modes de construction judicieux.

Un exposé rapide de l'histoire de la séismologie s'imposait, non par le seul motif de justifier le titre de *la Science séismologique*, mais aussi parce que les diverses phases de l'évolution d'une science restent toujours hautement instructives. D'ailleurs, c'est bien lentement que s effacent les vestiges des théories passées, lorsqu'elles ont été remplacées par d'autres représentant mieux les observations plus récentes; elles sont, enfin, bien rarement dénuées de toute part de vérité, ce qui doit les sauver de l'oubli.

Il y a bien peu de choses à dire de la méthode suivie. La meilleure part a été donnée aux observations, à leur discussion, à leur rapprochement, et l'on n'a jamais perdu de vue que si *les théories passent, les observations restent;* c'est là un guide trop fidèle. A se tenir à ce principe, cet ouvrage ne vieillira peut-être pas aussi vite. La séismologie est une science naturelle et a été traitée comme telle. N'ayant pas à viser les séismologues de profession, auxquels on n'apprendrait rien, on s'est abstenu de détails techniques, relatifs par exemple à la description des instruments. Enfin, on a eu fort peu recours à l'appareil des formules mathématiques qui ne font, le plus souvent, que modifier les prémisses déduites des observations, de même qu'un phonographe rend légèrement altérés les sons de l'air chanté devant son pavillon.

Dans chaque chapitre, et presque pour chaque problème particulier, on a suivi la méthode historique, dont l'avantage indéniable est de conduire par étapes successives à l'état actuel d'une question arrivée à un certain stade d'approximation. Ainsi l'on se rendra bien compte combien sont peu nombreuses les solutions définitivement acquises.

Malgré ces bornes peut-être étroites, mais à coup sûr prudentes, le champ de la science séismologique reste assez vaste encore pour qu'on se soit gardé de sacrifier les observations, en étalant des théories trop souvent éphémères et aussitôt oubliées qu'énoncées.

Il nous reste, pour terminer, à remercier vivement M. August Sieberg, assistant de la station impériale séismologique de Strasbourg, et qui, ayant abandonné la météorologie, s'est bien vite fait connaître

par son ouvrage : *Lehrbuch der Erdbebenkunde*, « la science des tremblements de terre » ; notre correspondant a bien voulu confirmer d'amicales et déjà anciennes relations en corrigeant le manuscrit de cet ouvrage, tâche ingrate dans l'accomplissement de laquelle sa profonde connaissance des phénomènes séismiques et de la technique de leurs observations lui donnait le droit d'être un sévère censeur, pour le plus grand avantage de l'auteur et des lecteurs de *la Science séismologique*.

Enfin, M. Emmanuel de Margerie a bien voulu revoir les épreuves et faire ainsi bénéficier l'ouvrage de son inépuisable érudition géologique.

Quant à nos anciens correspondants et amis du monde séismologique, leurs travaux nous ont été aussi utiles et instructifs pour cet ouvrage que pour son devancier.

Nous nous tiendrons comme parfaitement récompensé de notre labeur, si *la Science séismologique* contribue à donner au public français le goût que devrait inspirer chez nous cette belle science, si développée hors de nos frontières, et si, comblant pour un temps une lacune regrettable dans la littérature scientifique de notre pays, nous réussissons à affranchir nos compatriotes de l'obligation de devoir uniquement à des travaux étrangers la connaissance des admirables résultats récemment obtenus dans l'étude des tremblements de terre.

HISTOIRE DE LA SÉISMOLOGIE

SOMMAIRE. — L'antiquité classique. — Le moyen âge et la Renaissance. — Théories électriques, chimiques ou explosives. — Tremblements de terre et volcans. — Classification de Naumann. — Théories volcaniques et voisinage de la mer. — Séismologie tectonique ou géologique. — Classification de Hœrnes. — Mouvement d'ensemble des compartiments de la marqueterie terrestre; négation de l'épicentre.
Séismologie d'observation directe.— Catalogues séismiques.—Théories astronomiques.— Monographies des grands tremblements de terre. — Séismologie instrumentale. — Organisations séismologiques régionales. — Association séismologique internationale. — Réseau mondial des stations séismologiques de l'Association britannique.— Conclusions.

Peu de phénomènes naturels ont tenu autant de place dans les préoccupations de l'humanité que les tremblements de terre, et il n'est pour ainsi dire pas de philosophes, au sens ancien du mot, qui ne leur aient consacré quelque partie de leurs recherches. Cela se conçoit facilement, non seulement parce que les désastres séismiques sont des événements qui laissent des souvenirs visibles et souvent impérissables dans les villes et sur les monuments ravagés, mais encore parce que les secousses presque journalières des pays instables sont à bon droit considérées comme les avant-coureurs des catastrophes et, comme tels, frappent à un haut degré l'imagination de l'homme, qui voit s'évanouir sa croyance innée en la fixité du sol terrestre. On pourrait presque dire que l'histoire de la séismologie se confond avec celle de la science des phénomènes dont la terre est le théâtre, car le plus grand nombre des progrès de celle-ci a été prétexte à quelque théorie des tremblements de terre. Le sujet serait donc à peu près inépuisable, si l'on voulait relater toutes les idées émises à propos des ébranlements du sol et les exhumer de la poussière des bibliothèques. Tel n'est pas le but ici poursuivi; on veut seulement chercher à exposer l'évolution de cette science, devenue autonome à la fin du XIX[e] siècle, après avoir établi ses méthodes particulières et s'être armée de ses appareils propres. D'ailleurs, les divers chapitres de l'ouvrage donneront un aperçu des étapes successives par lesquelles ont passé les diverses questions étudiées dans chacun d'eux, de sorte qu'on se bornera ici à des vues d'ensemble sur l'évolution progressive des idées.

En dehors des auteurs qui ont, comme Hœrnes, fait commencer leurs traités par un court résumé des théories successivement édi-

fiées sur les tremblements de terre, les historiens de la séismologie se comptent. Otto[1] s'est exclusivement occupé des opinions des anciens, et si Lersch[2] a étendu ses recherches jusqu'à l'année 1879, il n'a fait qu'effleurer l'époque moderne. Enfin Günther[3] a eu surtout en vue le côté bibliographique de la question, sans se préoccuper beaucoup de l'évolution de la science des tremblements de terre.

Comme beaucoup d'autres branches de nos connaissances, la séismologie a traversé une période anthropomorphique pendant laquelle la nature ondulatoire du mouvement du sol a fait attribuer les tremblements de terre à des géants fabuleux, ou à des animaux fantastiques se remuant et s'agitant sous des influences diverses dans les cavités souterraines supposées de l'écorce terrestre. De nombreuses croyances mythologiques de ce genre se sont perpétuées jusqu'à nos jours chez les peuples barbares ou peu cultivés. Très récemment encore, on les retrouvait chez les Japonais, qui se sont pourtant placés sans conteste, aujourd'hui, à la tête des peuples auxquels la séismologie doit ses plus grands progrès et ses plus brillantes découvertes. Les effets émotifs des grands tremblements de terre sur les populations atteintes ont été décrits par Milne[4], qui a rappelé et décrit les principaux mythes religieux auxquels ces phénomènes ont donné naissance chez les peuples peu cultivés les plus divers. Mais il n'entre pas dans le cadre de cet ouvrage de relater des superstitions manquant de tout caractère scientifique.

Les anciens philosophes classiques, grecs ou romains, s'étaient fait sur les tremblements de terre des opinions en rapport avec les connaissances qu'ils possédaient sur les phénomènes naturels de la vie du globe et qui ont eu cette fortune singulière de régner non seulement pendant tout le moyen âge, mais encore de persister sans grandes modifications jusqu'au cours du XIXe siècle, subissant seulement les adaptations amenées par les progrès de la géologie et surtout de la physique générale. Ainsi l'influence d'Aristote a peut-être plus duré en séismologie que dans toute autre branche du savoir humain. Une étude détaillée des idées que professaient les philosophes de l'antiquité classique sur les tremblements de terre serait ici hors de saison, et il semble très suffisant de résumer

[1] Anschauungen der Griechen und der Römer über Erdbeben und Vulkanismus (*Programm der deutschen k.k. Staats-Realschule in Budweiss*, 1903).

[2] Ueber die Ursachen der Erdbeben, ein historischer Rückblick (*Gäa*, Köln u. Leipzig, 1879).

[3] *Handbuch der Geophysik* (Stuttgart, 1897). II, Kap. IV : Die Erdbeben.

[4] Earthquake effects, emotional and moral (*Trans. seism. soc. of Japan*, Yokohama 1887, XI, p. 91).

ce que nous a conservé Sénèque [1] (2-63) des théories de ses devanciers : on aura ainsi une vue d'ensemble très suffisante sur les diverses manières dont les anciens s'expliquaient les ébranlements séismiques du sol par des hypothèses, plutôt qu'en se basant sur de véritables observations.

Sénèque dit avoir composé dans sa jeunesse un premier livre sur les tremblements de terre; pas plus qu'aucun autre philosophe de l'antiquité, il ne leur a reconnu de pays d'élection; il a seulement, comme Strabon, admis leur préférence pour les régions riveraines de la mer; tous les pays sont à leur tour menacés : « *L'ensemble* (de la terre) *demeure, les parties croulent successivement.* » Sénèque avait, au contraire, bien vu l'irrégularité des mouvements séismiques dans le temps, et il se proposait de rechercher pourquoi *ces écroulements sont quelquefois longs, quelquefois brusques et rapprochés.*

Dès le début même de son livre VI, Sénèque se refuse à décider entre les partisans de l'eau, du feu, de la terre ou de l'air, c'est-à-dire de l'un des *quatre éléments*, ou de leurs combinaisons, comme causes des tremblements de terre. On va résumer les considérations développées par le philosophe romain sous ces quatre rubriques, autant, du moins, qu'on puisse les séparer.

L'eau. — Thalès de Milet (640-548) estime que le globe terrestre flotte, comme un navire sur une masse d'eau, et il n'en veut pour preuve que les sources nouvelles que font sourdre les tremblements de terre. Mais Sénèque objecte avec beaucoup de bon sens que la terre devrait alors trembler partout à la fois si les ébranlements séismiques du sol étaient assimilables aux effets de la mobilité d'un corps flottant. Pour d'autres, les profondeurs de la Terre sont parcourues par des fleuves qui, parfois, débordent et ébranlent les supports de l'écorce, ou bien ils supposent, comme Lucrèce, qu'une mer inférieure y a ses tempêtes et ses courants. Beaucoup enfin ne mettent pas en doute la production de tremblements de terre par l'écroulement de ces supports lentement dissous et minés par les eaux souterraines, et cette explication tient encore une large place dans les théories les plus modernes.

Le feu. — Les philosophes ne sont pas d'accord sur son mode d'action, mais les cavités internes jouent toujours le principal rôle; les uns attribuent les tremblements de terre aux orages déchaînés à la rencontre de masses d'air chaud et condensé, tandis que pour d'autres la Terre, vieux bâtiment que l'incendie mine jusque dans ses fondations, s'écroule par morceaux.

[1] *Quæst. nat.*, Lib. VI.

L'air. — Cet élément a donné lieu aux plus étonnantes variations des philosophes, qui ont dépensé à propos de son action souterraine tous les trésors de leur imagination. L'air cherche toujours à monter et il lui faut une issue; pour se l'ouvrir, il ébranle violemment la terre, puis ses voies s'élargissent graduellement, de sorte que les secousses qui suivent les grands tremblements de terre diminuent d'énergie avec le temps. Ces théories d'Aristote[1] (384-322) ont fait loi pendant tout le moyen âge et même dépassé la Renaissance. Le grand penseur attribue l'origine des tremblements de terre à la constante évaporation de l'humidité naturelle du sol par le haut sous l'action du soleil, par le bas sous celle des feux souterrains; il en résulte un puissant souffle de vent qui se répand dans les veines de la Terre et se divise vers le haut et vers le bas. Qu'il y ait un obstacle à ce double mouvement, et la Terre tremblera. Sénèque se range à la théorie de l'air, et il en trouve la démonstration expérimentale dans le peu d'étendue des pays ébranlés par certains tremblements de terre, preuve, dit-il, que le mouvement ne se propage qu'à proportion des dimensions des cavités souterraines; il éprouve cependant quelques doutes au sujet de l'Égypte, qu'un épais limon couvre comme un ciment protecteur en fermant tout passage à la circulation de l'air, ce qui devrait la prémunir des secousses séismiques; or il y tremble cependant, croit-il, assertion qui, si elle était exacte de son temps, ne l'est certainement plus aujourd'hui.

Très éclectique en séismologie, Lucrèce[2] (95-51) a établi une classification systématique des tremblements de terre, qu'il divise en quatre genres différents, suivant les causes qu'il leur suppose :

1. Tremblements de terre d'éboulement ou d'écroulement, caractérisés par des coups brusques et produits par l'érosion souterraine;

2. Tremblements de terre de fluctuation : ils sont oscillatoires et consistent en glissements des masses terrestres, par lesquels les eaux internes mises en branle frappent les piliers de soutien de l'écorce, et la terre prend le même mouvement qu'un navire sous l'effort des eaux de la mer ;

3. Tremblements d'ondulation : les tempêtes de l'air souterrain élèvent et abaissent la surface terrestre;

4. Tremblements d'expansion, les plus redoutables : d'impétueux tourbillons de vent, introduits de l'extérieur, ou nés au sein de la terre, s'engouffrent dans les cavités internes et, les envahissant

[1] *Meteorologia.* II, 7.

[2] *De rerum natura.* Lib. VI.

successivement, les ébranlent, brisent les obstacles et s'échappent en s'ouvrant d'immenses abîmes.

Strabon (60 av. J.-C.) est, sans doute, de tous les auteurs de l'antiquité, celui qui a le mieux connu la répartition des tremblements à la surface du monde alors civilisé et, dans sa fameuse *Géographie*, il cite au fur et à mesure de leur description, les pays qui ont à en souffrir. Il s'est beaucoup servi de deux documents malheureusement perdus, un catalogue séismique général de Posidonius (135-49), et un autre spécial à la Grèce dû à Démétrius de Callathia. Strabon ne fait pour ainsi dire pas de théorie, et il se contente de relater les faits d'observation, excellente méthode bien peu suivie par les anciens.

En séismologie, comme dans beaucoup d'autres sciences, on rencontre çà et là, dans les écrits des classiques de l'antiquité, des intuitions de génie qui, restées stériles pendant de longs siècles, renferment cependant les germes des conceptions les plus modernes uniquement basées sur l'observation. C'est le cas des récentes théories tectoniques des tremblements de terre, auxquelles seuls les derniers progrès de la géographie et de la géologie ont permis tout dernièrement de prendre corps sous une forme précise et hors de doute. Si l'on en croit, en effet, Plutarque[1] (50-139), Démocrite de Chios (v[e] siècle av. J.-C.) pensait que des portions de la terre peuvent s'abaisser sous l'action de la pesanteur, tandis que d'autres, doivent, au contraire, s'élever pour rétablir l'équilibre. Le lien entre les tremblements de terre et le relief terrestre est donc nettement indiqué, ce que reconnaissait très bien aussi Strabon[2] en ce qui concerne les îles et le fond des mers.

Quant à Pline le naturaliste[3] (23-79), la glorieuse victime de l'éruption du Vésuve de l'an 79, il reproduit surtout les idées d'Aristote. Admettant des influences climatériques et des signes avant-coureurs des tremblements de terre, ce qu'il a laissé de plus intéressant pour nous concerne des changements topographiques et des formations d'îles et de terres à la suite de séismes. Il croyait les tremblements de terre, comme les orages, plus fréquents au printemps et à l'automne, et il en tire cette conclusion inattendue qu'à cause de cela, il ne tremble ni en Gaule ni en Égypte, parce que dans l'une il y règne constamment l'hiver et l'été dans l'autre.

En résumé, l'antiquité n'a pas eu de vues précises et ration-

[1] *De plac. phil.*, III, 15.
[2] *Geogr.*, Lib. I, Cap. III, Proleg.
[3] *Historiarium mundi.* Lib. II, Cap. LXXX à XCVI.

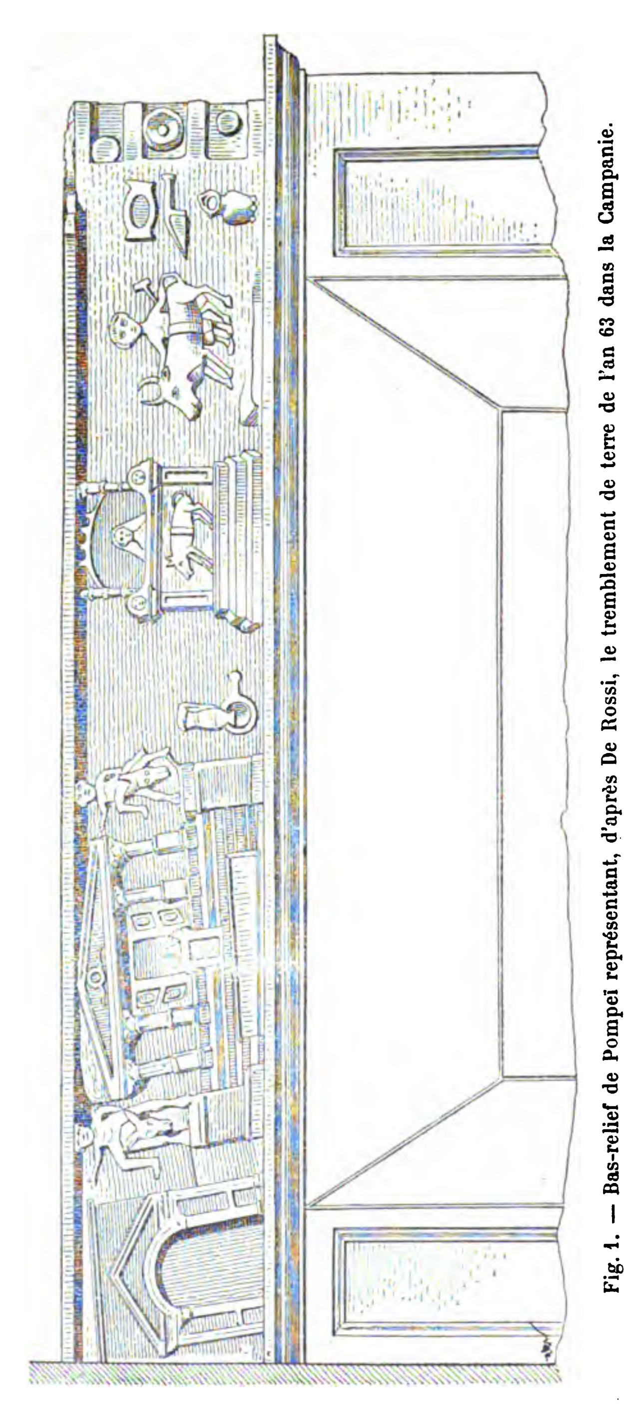


Fig. 1. — Bas-relief de Pompeï représentant, d'après De Rossi, le tremblement de terre de l'an 63 dans la Campanie.

nelles sur les tremblements de terre, qui ont cependant beaucoup préoccupé ses philosophes et laissé d'intéressants souvenirs épigraphiques. On les a même figurés sur des monuments, si l'on en croit l'interprétation que donne De Rossi[1] d'un bas-relief trouvé à Pompeï et qu'il pense devoir rappeler le souvenir du grand tremblement de terre de l'an 63 dans l'Italie centrale, manière de voir d'ailleurs combattue par plusieurs archéologues modernes, comme le fait observer Gerland[2].

Le moyen âge a été complètement stérile pour la séismologie, et les sco-

[1] Centenario del seppelliménto di Pompéi per l'eruzióne Vesuviana del 79. Intorno al terremoto che devastò Pompei nell' anno 79 ed a un bassorilievo votivo pompeiano che lo rappresenta (*Bull. vulcan. ital.*, 1879 *VI*, p. 109).

[2] Seismographische Kleinigkeit (*Beiträge zur Geophysik*, 1898, III, p. 215).

lastiques et autres érudits et savants de cette longue période n'ont guère fait que paraphraser Aristote, dont le règne incontesté a même dépassé la Renaissance, puisqu'en 1646 encore, Froidmont[1] approuvait sans réserve toutes les théories séismologiques du fameux Stagirite. On voit ainsi Ristoro d'Arezzo[2] écrire, à la fin du XIIIe siècle : « E già avemo veduto e sentito uscire il vento della terra. » Çà et là cependant, d'un fatras de conceptions fantaisistes, où le moindre souci des auteurs est l'observation, émergent parfois des idées plus précises et plus rationnelles sur les tremblements de terre; mais, très en avance sur leur temps et vite oubliées, elles n'ont eu aucune influence sur la marche générale de la séismologie. On aura, dans le cours de cet ouvrage, l'occasion de mentionner quelques-uns de ces éclairs fugitifs, et c'est tout ce qu'il faut sauver de l'oubli de ce qu'a produit une longue série de siècles pendant lesquels la prédiction des tremblements de terre et les théories astrologiques ont tenu, depuis l'antiquité, une large place : Favaro[3] en a fait la curieuse histoire. Il y reproduit un étrange document astrologique, extrait d'un manuscrit grec du XIe siècle de la Bibliothèque Laurentine et donnant la liste des aspects et des positions des planètes favorables ou non à la production des tremblements de terre. Il relate aussi les cas plus ou moins authentiques de prédictions soi-disant réalisées, et s'occupe ailleurs de rechercher le véritable auteur de celle du tremblement de terre de Naples du 20 novembre 1343[4] par un évêque *curiosus astrorum*, comme le rapporte Pétrarque.

Parmi les nombreux phénomènes jadis considérés comme les avant-coureurs des tremblements de terre, seuls les troubles apportés au régime des sources reposent sur l'observation, quoique d'une manière tout à fait précaire, et ont une base apparemment scientifique, mais sans qu'un certain succès, même relatif, en puisse justifier la vogue générale, qui persiste à notre époque encore.

Après la Renaissance, et jusqu'au milieu du XIXe siècle, s'ouvre en séismologie une ère toute nouvelle, pendant laquelle l'observation tend de plus en plus à s'imposer, tandis que chacun des progrès des sciences physiques, chimiques et géologiques, devient à son tour le

[1] *Meteorologicorum* Libri VI, p. 283 (Louvain, 1646).

[2] *La composizione del mondo di Ristoro d'Arezzo.* Testo italiano del 1282 publicato da E. Narducci (Roma, 1859).

[3] Intorno ai mezzi usati degli antichi per attenuare le desastrose conseguenze dei terremoti (*Atti real. Ist. Veneto sc. lett. arti,* Ser. VI. Venezia, 1874); — Nuovi studi intorno... (*Id.*, II, 1875).

[4] Intorno al probabile autore d'una predizióne di terremoto riferita da Petrarca (*Atti real. Ist. Veneto sc. lett. arti*, 1876)

point de départ d'une théorie des tremblements de terre, ou tout au moins d'un rapprochement dont on cherche à tirer une loi de dépendance entre les ébranlements séismiques du sol et d'autres phénomènes naturels. C'est l'ère des hypothèses hasardées, le plus souvent d'ordre cosmogonique ou météorologique, où, timide encore et souvent imprudente, l'observation fait valoir ses droits, dans une certaine mesure, sous la forme de coïncidences plus ou moins approchées et peu nombreuses. Ces diverses théories se sont perpétuées jusqu'à nos jours, et l'on se contentait de les adapter aux découvertes successives des autres sciences au moyen de retouches appropriées. On ne saurait les passer sous silence, mais il suffira de mentionner les étapes les plus marquantes de cette voie trop souvent illusoire. D'ailleurs, on trouvera dans tout le cours de l'ouvrage des détails sur les plus importantes et leur évolution historique.

Les théories électriques ont pris naissance au milieu du xviiie siècle; elles ont abouti à notre époque à des catalogues, où, sans oser le plus souvent bâtir des hypothèses séismiques, on met en parallèle les phénomènes électriques et magnétiques avec les tremblements de terre, lorsque les uns et les autres se sont produits à peu près en même temps et au même lieu, tout en étant très large sur les limites entre lesquelles on admet la coïncidence à ces deux points de vue. Stuckeley[1] a été le véritable promoteur des théories qui font jouer un rôle à l'électricité tellurique dans la production des tremblements de terre, mais il a été bien dépassé par ceux qui, poussant l'hypothèse jusqu'à ses dernières conséquences, ont proposé d'extraire du sol son fluide électrique et de lui donner une issue plus facile pour détruire la cause même des séismes et annihiler ainsi leurs effets redoutables, soit en donnant aux constructions une forme pyramidale[2], soit en enfonçant dans le sol ou dans des puits creusés *ad hoc* des tiges métalliques supposées devoir jouer le rôle de *paratremblements de terre*[3]. Dès 1827, Kries[4] prenait la peine de démontrer l'invraisemblance de l'accumulation de l'électricité terrestre. Ces relations sans bases véritablement scientifiques n'ont pas dit leur dernier mot, et on les voyait parfois surnager dans les recueils les plus estimés[5], il y a peu

[1] *The philosophy of earthquakes natural and religious or inquiry into their cause and their purpose* (London, 1750).

[2] Wiedeburg. *Ueber die Erdbeben und die allgemeinen Nebel* (Iena, 1784).

[3] Bertholon de Saint-Lazare, *De l'électricité des Météores* (Lyon, 1787).

[4] *Von den Ursachen der Erdbeben* (Leipzig, 1827).

[5] Zenger. Note sur les perturbations atmosphériques, magnétiques et séismiques du mois de février 1892 (*C. R. Ac. Sc.*, 1892, CXIV, p. 566). — Les catastrophes produites par les orages et les tremblements de terre en Autriche pendant le mois de juin 1895 (*Id.*, 1895, CXXI, p. 336).

d'années encore. Les taches solaires, les bolides, les essaims d'étoiles filantes, les perturbations magnétiques et les cyclones faisaient aux tremblements de terre un cortège de phénomènes naturels prétendus avant-coureurs.

Les théories chimiques ou explosives se sont développées parallèlement aux précédentes. Elles trouvaient une base réputée solide dans la fluidité du noyau central, que personne, pour ainsi dire, ne songeait à mettre en doute, et dans les phénomènes volcaniques, dont on séparait d'autant moins les tremblements de terre, que la distribution géographique des uns et des autres paraît à peu près identique si l'on se contente de les comparer sur une mappemonde. C'est pour cela que le titre de *Volcans et tremblements de terre* est devenu tellement habituel et classique, que l'une de ces manifestations des forces naturelles appelle invinciblement l'autre, et réciproquement. La fameuse expérience du minuscule volcan artificiel de Lémery [1] a été bien longtemps un argument décisif en faveur d'une dépendance intime entre les actions chimiques, volcaniques et séismiques dans les profondeurs de l'écorce terrestre; et l'erreur d'étendre à la nature les conséquences d'un procédé de laboratoire a bien longtemps retardé les progrès de la science, et en particulier de la séismologie. Cependant, dès 1835, Boussingault [2], à la suite de ses explorations dans les Andes, avait proclamé, au moins dans cette partie du monde, l'indépendance des phénomènes volcaniques et séismiques, ce qui l'avait rendu un partisan convaincu des tremblements de terre d'écroulement. Par ce résultat, véritable découverte bientôt oubliée, il devançait de beaucoup son temps, puisqu'il a fallu attendre 70 ans pour qu'une minutieuse comparaison entre les pays à volcans et à tremblements de terre parvînt à démontrer enfin aux esprits les plus prévenus combien ces phénomènes ont peu de rapports entre eux, quoique procédant d'une cause première commune.

Quoi qu'il en soit, les observations de Boussingault restèrent lettre morte, et pendant tout le XIXe siècle les théories volcaniques, ou explosives et chimiques, tinrent la plus grande place pour l'explication des tremblements de terre. On faisait valoir, avec force détails, les quelques rares éruptions importantes qui ont été accompagnées de séismes et l'on ne tenait aucun compte de celles, beaucoup plus

[1] Explication physique et chimique des feux souterrains, des tremblements de terre, des ouragans, des éclairs et du tonnerre (*Mém. Ac. Sc. savants étr.*, 1700, p. 101).

[2] Sur les tremblements de terre dans les Andes (*Ann. de Chimie et de Phys.*, 1835, LVIII, p. 81).

nombreuses et souvent plus violentes, qui se sont produites sans ébranlements notables du sol. Le mémorable exemple de l'explosion de la Montagne Pelée, en 1902, est loin d'être une exception, c'est plutôt la règle, et, cependant, ce fut une surprise générale dans les milieux cultivés que de voir une catastrophe volcanique semblable se produire sans tremblements de terre. Malgré tout, le fait était loin d'être méconnu, puisque, par une inconséquence remarquable, il avait donné lieu à cette croyance générale que les volcans, servant de soupapes de sûreté, protègent contre les tremblements de terre les régions voisines qu'ils désolent par d'autres phénomènes.

Sans reconnaître explicitement l'indépendance des volcans et des tremblements de terre, C. F. Naumann [1], avait, en 1850, distingué les séismes en volcaniques et en plutoniques. De Humboldt, qui par son fameux *Cosmos* [2], a exercé une influence si considérable sur l'évolution scientifique du XIXe siècle en ce qui concerne la géophysique, ne s'est jamais rallié à cette manière de voir [3]. Pour lui, les tremblements de terre et les volcans procèdent d'une même cause, la réaction de l'intérieur de la terre contre son écorce extérieure, et les premiers sont tous plutoniques ; seulement, les processus chimiques dominent près des évents éruptifs, tandis que loin d'eux ce sont, au contraire, les actions mécaniques, nous dirions maintenant tectoniques, de sorte que ces évents servent de soupapes de sûreté relativement aux tremblements de terre. Ce sont les vues qu'il avait déjà exposées en 1823 sur le volcanisme [4], et dont il ne reste actuellement que l'unité de cause première, qui est devenue maintenant le rétrécissement du noyau terrestre par la lente déperdition de sa chaleur et les actions mécaniques qui en résultent, plissements et fractures ; autrement dit, volcans et tremblements de terre n'ont plus devant les observations modernes d'autre lien réciproque que leur localisation commune le long des lignes de moindre résistance de l'écorce, c'est-à-dire des géosynclinaux.

Cette évolution récente dans les idées a transformé l'ancienne identité supposée des phénomènes séismiques et volcaniques en une simple communauté d'origine, primordiale, mais lointaine, et elle a tout dernièrement pris une nouvelle forme, que l'on ne saurait passer

[1] *Lehrbuch der Geognosie.* I, p. 281 (Leipzig, 1850).

[2] *Cosmos. Essai d'une description physique du Monde* (Traduction de Faye et Galuski. Paris, 1846).

[3] Dück. Die Stellung Alexander von Humboldts zur Lehre von der Erdbeben (*Die Erdbebenwarte*, 1903, III, p. 59).

[4] Ueber den Bau und die Wirkungsart der Vulkane in verschiedenen Erdstrichen (*Abh. d. Akad.*, Berlin, 1823).

sous silence dans un exposé historique des théories relatives aux tremblements de terre. Mallet expliquait les fusions locales des couches de l'écorce terrestre, que mettent en évidence les manifestations éruptives, par l'échauffement dû aux fortes pressions auxquelles ces couches sont soumises. On a, pour combattre cette manière de voir, fait observer qu'une fois la fusion réalisée, le processus d'écrasement s'arrêterait et l'on n'obtiendrait pas les températures considérables observées dans les produits volcaniques. Elihu Thomson [1] considère aussi la chaleur volcanique comme une transformation du travail mécanique de compression en chaleur, mais, pour parer à l'objection précédente, il fait cheminer les matières solides comprimées, puis fondues, par les étroites fissures des couches de l'écorce : il peut se faire, pense-t-il, que les tremblements de terre se produisent seulement au moment où les matières, sur le point de vaincre les obstacles opposés à leur marche, vont s'échapper par un évent. De toutes façons, Thomson retombe ainsi sur les grandes lignes de flexion de l'écorce terrestre qui doivent, par conséquent, monopoliser les phénomènes séismiques et volcaniques.

Au temps où Naumann établissait sa classification dichotomique des tremblements de terre, divisés en volcaniques et plutoniques, c'est à peine si certains savants admettaient bien timidement quelques tremblements de terre d'éboulement; presque tous retenaient l'explication volcanique, même pour ceux de pays comme l'Allemagne [2], ce que longtemps après soutenait encore, contre toute vraisemblance, Dieffenbach [3], pour les nombreuses secousses de Gross-Gerau de 1868 à 1873. Peu à peu cependant, on reconnaissait l'impossibilité de faire appel à des causes volcaniques, dans des pays comme l'Allemagne et d'autres, également privés de cônes actifs; et les tremblements de terre d'éboulement finirent par prendre une place considérable dans la littérature séismologique du XIX[e] siècle, à la suite, au moins en partie, des efforts de Volger [4] pour assigner cette cause à ceux de la Suisse. Ainsi qu'il se passe souvent, on est vite arrivé dans cette voie à une exagération que seule justifiait la vive opposition des vulcanistes. Ainsi

[1] The nature and origin of volcanic heat (*Science*, New-York, August 1906, p. 161).

[2] Bœgner. *Das Erdbeben und seine Erscheinungen*. Nebst einer chronologischen Uebersicht der Erderschütterungen im Mittleren Deutschland vom 8. Jahrhundert bis auf die Neueste Zeit und ihres Zusammenhanges mit vulkanischen Erscheinungen in entfernten Ländern (Frankfurt a. M., 1847).

[3] *Plutonismus und Vulkanismus in der Periode von 1868-72* und ihre Beziehungen zu den Erdbeben in Rheingebiet (Darmstadt, 1873).

[4] *Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz* (Gotha, 1857-1858).

Pilar [1], abandonnant l'érosion intérieure comme cause des écroulements, supposait la surface de la terre divisée par des dislocations en compartiments nageant pour ainsi dire sur le magma interne fluide ; suivant que ces dislocations convergent vers le haut ou vers le bas, les perturbations d'équilibre les feraient s'élever ou descendre en même temps que se produisent les tremblements de terre. Les observations récentes ont réduit les séismes d'écroulement ou d'éboulement à leur juste valeur : ils sont certainement rares et, en tout cas, locaux et sans importance. Les pays karstiques, en apparence si favorables à leur production, ne sont instables que s'ils remplissent en même temps la condition essentielle d'être plissés ou très disloqués, de sorte que ces séismes doivent être maintenant regardés comme plutôt exceptionnels. La *Géographie séismologique* tout entière plaide dans ce sens, et il ne serait pas surprenant qu'un jour ces tremblements de terre dussent finir par être rayés de la nomenclature séismologique, tant leur réelle importance se trouve diminuée aujourd'hui.

Au fond, les partisans des séismes volcaniques et des séismes d'écroulement ou d'éboulement ne faisaient que prolonger sous une autre forme, et dans un autre domaine, la vieille querelle des Plutoniens et des Neptuniens, qui a tenu tant de place en géologie.

Par suite de son exagération même, la théorie volcanique des tremblements de terre a dû se fondre en quelque sorte avec la théorie explosive, et cette évolution est des plus intéressantes. Il s'agit de l'exposer.

Pendant une longue période, il n'était point permis de mettre en doute la nécessité du voisinage de la mer pour la manifestation du volcanisme. On faisait bien observer que c'était une illusion, puisque les volcans des Andes ne paraissent rapprochés du Pacifique que sur les cartes à petite échelle ou les mappemondes, leur distance aux bords de l'élément liquide atteignant souvent, en réalité, plusieurs centaines de kilomètres. Il importait peu, et l'infiltration des eaux de la mer jusqu'au contact du magma restait l'évidente cause des éruptions. De la même façon, la mappemonde séismique de Mallet [2] avait imposé la même corrélation pour les tremblements de terre, et cette importante conséquence d'observations encore insuffisantes ne faisait que corroborer une ancienne croyance des Grecs : ne connais-

[1] *Grundzüge der Abyssodynamik*, zugleich ein Beitrag zu der durch das Agramer Erdbeben vom 9. November 1880 neu angeregten Erdbebenfrage (Agram, 1881).

[2] Fourth report upon the facts and theory of earthquake phenomena (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, London Meeting, 1858).

sant guère du monde que le pourtour de la Méditerranée et ne voyant de régions instables que sur ses bords, ils avaient de Poseidôn, dieu de la mer et des eaux, fait aussi celui des séismes. Plus tard, Kant[1] avait appuyé de l'exemple des côtes de l'Amérique méridionale la nécessité du voisinage de la mer. Mais la connaissance que l'on a maintenant de régions instables situées très loin de la mer, comme au Yun-nan et dans le Tibet chinois (province de Ba-thang), montre la fausseté de cette corrélation, si longtemps admise pour ainsi dire sans discussion.

Cependant, la ruine de la croyance au rôle séismogénique direct des volcans laissait subsister intacte l'intervention de l'eau et de ses vapeurs, ou des gaz internes dégagés du magma, comme cause des tremblements de terre. Cette théorie, que l'on pourrait appeler explosive, a été longtemps la base de l'école séismologique italienne, dont l'instigateur a été De Rossi. La tendance dominante s'y manifeste clairement par le seul titre de *Meteorologia endogena*, adopté par Goiran[2] et lui[3] pour leurs travaux séismiques principaux; la citation suivante de ce dernier donne bien le caractère de cette conception dérivée des théories volcaniques devenues inacceptables, et qui se relie aussi aux théories tectoniques résultant des observations les plus récentes que l'on exposera plus loin : « Les complications et l'inextricabilité du réseau des fractures terrestres, tant verticalement qu'horizontalement, rendent non seulement possible, mais très étendue, l'existence de communications souterraines entre les vides des strates terrestres; cela suppose que la force séismique réside dans les masses gazeuses et dans les vapeurs aqueuses qui doivent pouvoir se mouvoir, se comprimer et se dilater dans les cavités de fractures... Et qu'il soit ici permis d'observer que seulement dans la conception d'une immense production de vapeurs souterraines due aux nombreuses altérations et au métamorphisme des roches, on peut reconnaître un agent en même temps extrêmement local et extrêmement universel. » Il serait d'ailleurs injuste d'oublier que si De Rossi et ses partisans assimilaient, comme les anciens, les secousses telluriques à des tempêtes, ou à des bourrasques des masses gazeuses internes, le fameux séismologue italien était en même temps fermement convaincu du rôle séismogénique des fractures du

[1] *Geschichte und Naturbeschreibung der merkwürdigsten Unfälle des Erdbebens, welches am Ende des 1755 sten Jahres einen grossen Theil der Erde geschüttert hat.*

[2] *Meteorología endogena. Stória sismica della provìncia di Veróna* (Veróna, 1880).

[3] *Meteorologia endogèna* (Milano, 1881-84).

sol[1], mais il les faisait intervenir d'une tout autre manière que l'école moderne des causes tectoniques : c'étaient pour lui des sortes de conducteurs du mouvement séismique.

On a fait observer que les eaux d'infiltration, provenant ou non des mers, tendent à descendre par les fissures et les fractures des roches et qu'il en est de même de l'eau de carrière par capillarité, mais que dans l'un et l'autre cas elles ne pourront atteindre un niveau bien bas, celui, peu profond relativement, où la température interne sera suffisante pour les vaporiser. Comment donc les faire arriver au contact de l'hypothétique noyau interne fluide, ou du magma, pour qu'elles y trouvent une température assez élevée capable de leur faire brusquement acquérir les propriétés explosives nécessaires à la production des tremblements de terre? Stanislas Meunier[2] a pensé surmonter cette difficulté en donnant à l'eau un véhicule solide, des blocs ou des portions de l'écorce terrestre tombant dans les zones internes à haute température et y apportant brusquement leur eau de carrière. Ce géologue trouve ainsi une solution qui emprunte ses éléments aux théories séismiques basées sur le volcanisme et sur l'effondrement. L'hypothèse de l'action de l'eau sur le Magma, ou celle des violents dégagements de gaz à son contact avec l'écorce solide, conservent encore de fermes soutiens, parmi lesquels il faut compter Gerland[3]; aucun d'eux ne veut voir que toutes les explications basées sur l'existence d'un milieu général interne se heurtent à l'existence de régions stables, en d'autres termes que la géographie séismologique, ou la répartition étroitement réglée des pays à tremblements de terre à la surface du globe, les rend *ipso facto* inacceptables, objection fondamentale qui s'étend aux volcans considérés comme des bouches de communication entre l'extérieur et l'intérieur fluide de la terre.

Toutes ces théories purement hypothétiques, et dans lesquelles l'observation joue le moindre rôle, rencontrent les plus insurmontables difficultés et ont maintenant fait place à la théorie tectonique, basée sur les faits et confirmée expérimentalement pour toute la surface du globe par la géographie séismologique, mais qui ne pouvait s'ériger qu'à la suite des découvertes récentes de la géologie. Suess

[1] Analisi dei tre maggiori terremóti italiani avvenuti nel 1874 in ordine specialmente alle frattúre del suolo (*Atti. d. pontif. Acc. dei Nuovi Lincei*, 1874, XXVIII. Roma).

[2] Théorie nouvelle des tremblements de terre et des volcans (*Mém. soc. sc. nat. de Saône-et-Loire*, 1887, VI, p. 107. Chalon-sur-Saône).

[3] Das südwestdeutsche Erdbeben vom 22 Januar 1896 (*Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde*, 1896, XXXI). — Ueber den heutigen Stand der Erdbebenforschung (*Verh. des XII. deutschen Geographentags*, Iena, 1897-99).

en est le véritable promoteur. Il l'a fondée en 1873 sur l'étude des tremblements de terre de l'Autriche[1], puis confirmée par celle de ceux de l'Italie méridionale[2], des Alpes[3], enfin de la Hongrie et de la Croatie[4]. De ces mémorables travaux de l'illustre géologue autrichien date un ère nouvelle de la séismologie, qui s'est ainsi ouvert une voie autonome et indépendante de la séismologie instrumentale. Son importance ne saurait être prisée trop haut, car, mieux que sa devancière et rivale, elle s'attaque aux causes mêmes des tremblements de terre; n'empruntant rien à l'hypothèse, les résultats qu'elle a déjà permis d'obtenir dépassent en généralité ceux que les appareils séismographiques ont fournis relativement à l'effet secondaire qu'est le mouvement séismique. Qu'il suffise de rappeler ici que la théorie tectonique ou géologique met directement les tremblements de terre en relation avec les forces internes qui ont donné son relief actuel à la surface terrestre et, le transformant graduellement sous nos yeux, érigent les chaînes de montagne et creusent les océans. En un mot, les secousses du sol d'un pays quelconque reflètent aussi bien l'histoire géologique de son passé que celle de son avenir. Combien n'est-il pas remarquable qu'une conception aussi élevée ne dérive que de l'observation des faits?

La séismologie tectonique ou géologique a suscité de nombreux travaux dans cette voie devenue si féconde, mais ce sont les savants autrichiens qui, surtout à ses débuts, l'ont aidée à prendre le développement considérable qu'elle a fini par atteindre en ces dernières années. Il suffit de citer les noms de Bittner[5], de Canaval[6], de Hœrnes[7], pour s'en tenir seulement à ceux qui ont dirigé leurs recherches sur les tremblements de terre de la chaîne des Alpes et de ses dépendances. En même temps, l'influence de Suess se faisait sentir et, un peu partout, chaque tremblement de terre important devenait le point de départ de considérations tectoniques, ou géologiques, relatives à sa genèse. C'est l'ensemble de ces études particulières qui a permis d'établir la *Géographie séismologique*, dont la

[1] Die Erdbeben Niederösterreichs (*Denkschrift. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1873, XXXIII).

[2] Die Erdbeben des südlichen Italiens (*Id.*, 1874, XXXIV).

[3] *Die Enstehung der Alpen* (Wien, 1875).

[4] Ueber die Erdbeben in der österreichisch-ungarischen Monarchie (*Ausserordentl. Beilage zu d. Monatsblätt. d. wiss. Club in Wien*, 1880).

[5] Beiträge zur Kenntniss des Erdbebens von Belluno vom 29 Juni 1873 (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss., nat. Cl.*, 1874, LXIX, IV, p. 541, Wien).

[6] Das Erdbeben von Gmund am 25 November 1881 (*Id.*, 1882, LXXXVI, p. 353).

[7] Nombreux mémoires analysés dans notre *Géographie séismologique*.

conclusion générale a été la loi synthétique de la répartition des régions instables suivant les grands synclinaux le long desquels se sont érigées les chaînes récentes, à la suite des dislocations de l'ère tertiaire [1]. De la sorte, la classification trichotomique des tremblements de terre établie par Hœrnes [2], à la suite des travaux de Suess et de ses successeurs, a fini par être acceptée par tout le monde et par devenir la base de la séismologie. On reconnaît maintenant trois espèces de tremblements de terre :

volcaniques ;

d'écroulement ou d'éboulement ;

tectoniques, ou de dislocation, d'après Toula [3].

Comme toutes les grandes découvertes qui font époque dans l'histoire des sciences et sont l'origine de travaux dirigés dans des voies nouvelles et fécondes, celle de Suess a eu ses précurseurs. On peut, sans doute, en trouver le germe dans les travaux des géologues les plus réputés du XIXe siècle, mais c'est probablement Ami Boué [4] qui a, le premier, entrevu avec le plus de netteté la relation entre les chaînes de montagnes et les tremblements de terre, dépendance qu'il a, dix-sept ans plus tard, en 1868, énoncée [5] d'une manière beaucoup plus explicite; mais il ne faisait que poser dubitativement la loi que Suess allait établir peu de temps après, en 1873.

La genèse tectonique des tremblements de terre n'a pas été tout de suite acceptée sans opposition ni mélange, et si l'on admettait que le voisinage d'une chaîne récente est nécessaire, ou tout au moins favorable au développement de l'activité séismique, on voulait aussi ajouter la proximité des mers et des volcans actifs ou éteints [6], conditions supplémentaires dont la non nécessité a fini par prévaloir et dont l'adjonction était simplement l'héritage des théories anté-

[1] De Montessus de Ballore. Loi générale de la répartition des régions séismiques à la surface du globe (*C. R. de la deuxième conférence séismologique internationale de Strasbourg*, Leipzig, 1903, p. 325). — Géosynclinaux et régions à tremblements de terre (*Bull. soc. belge de géol., paléont. et hydrol.*, 1904, *Mém.* p. 243. Bruxelles).

[2] *Die Erdbebentheorie Rudolph Falbs und ihre wissenchäftliche Grundlage kritisch erörtert* (Wien, 1881).

[3] Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage (*Verein zur Verbreitung naturwiss. Kentnisse*, 23 März 1881, Wien).

[4] Ueber die Nothwendigkeit die Erdbeben und vulkanischen Erscheinungen genauer als bis jetzt beobachten zu lassen (*Sitzungsber. d. mat.-naturwiss. Cl. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1851, VII, p. 563).

[5] Ueber die Erdbeben vom Jahre 1868 in der Mitte Ungarns (*Id.*, 1868, LVIII, p. 863). — Die Hauptplätze der sich wiederholenden Erdbeben im Kaiserthume Österreich (*Id.*, 873).

[6] Peschel-Löwenberg. *Abhandlungen zur Erd-und Volkerkunde*. (Leipzig, 1878, II, p. 281. — Peschel-Leipoldt. *Physische Erdkunde* (Leipzig, 1879, I, p. 261).

rieures. D'autres géologues, au contraire, et non des moindres, auraient eu, comme Daubrée [1], un bien petit pas à franchir pour atteindre la vérité indépendamment du savant autrichien, et ils ont passé à côté sans la voir parce que l'intervention de l'eau et de ses vapeurs continuait à leur paraître une condition inévitable du processus séismique.

Daubrée [2] disait encore, en 1883, à propos du tremblement de terre d'Ischia du 28 juillet 1883, : « Les tremblements de terre paraissent être comme des éruptions étouffées, parce qu'elles ne trouvent pas d'issue. » Cette conséquence du rôle important qu'il faisait jouer à la vapeur d'eau a maintenant complètement disparu des spéculations des séismologues.

Les grandes synthèses géologiques du siècle dernier ont parfois été appliquées à la distribution géographique des régions à tremblements de terre; c'est le cas du fameux réseau pentagonal d'Elie de Beaumont, mais il ne s'est agi là que de tentatives isolées et sans lendemain, qui ont sombré en même temps que le système. Ainsi ont fait Perrey [3] pour les volcans de Java, — il ne les séparait pas des séismes, — et O'Reilly [4] dans sa carte séismique de l'Angleterre pour les secousses du sol dans ce pays.

A ce résultat considérable consistant à rattacher les tremblements de terre à la formation du relief terrestre, ne se sont pas bornés les progrès dus à la théorie tectonique. Il faut tenir pour tout aussi importante cette conséquence que les ébranlements du sol ne se produisent pas en un point des couches terrestres, appelé hypocentre, et dont la projection verticale sur la surface, ou épicentre, a joué un rôle prépondérant dans toutes les observations et les théories séismologiques de la fin du XIXe siècle : on en parlera tout à l'heure. Ces observations et ces théories se heurtaient constamment à des difficultés insurmontables qui sont, maintenant, sinon complètement levées, du moins bien éclaircies par cette découverte nouvelle que

[1] Les tremblements de terre (*Revue des Deux Mondes*, avril 1885, p. 601, Paris). — La cause des tremblements de terre (*Seismol. journ. of Japan*, 1894, III, p. 91. Yokohama). — *Les régions invisibles du globe et les espaces célestes* (Paris, 1888).

[2] Le tremblement de terre d'Ischia; causes probables des tremblements de terre. (*Revue scientifique*, 13 octobre 1883, p. 465, Paris).

[3] Sur les volcans de l'île de Java et leurs rapports avec le réseau pentagonal (*C. R. Ac. Sc. Paris*, 1874, LXV, p. 1058). — Étude du réseau pentagonal dans l'Océan Pacifique (*Id.*, p. 844).

[4] Catalogue of the earthquakes having occurred in Great Britain and Ireland during historical times ; arranged relatively to localities and frequency of occurrence as a basis for an earthquake map of the three Kingdoms (*Tr. Roy. Irish Ac.*, XXVIII, p. 285, Dublin, 1884).

les tremblements de terre correspondent à un mouvement d'ensemble de portions ou de compartiments de la surface de la terre, dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Pilar[1] s'était grossièrement trompé quant à la cause de ces mouvements d'ensemble, mais il avait vu juste relativement à leur réalité objective, et ce fut, on peut dire, le premier coup sérieux porté à l'inexacte notion d'épicentre, origine de tant de contra-

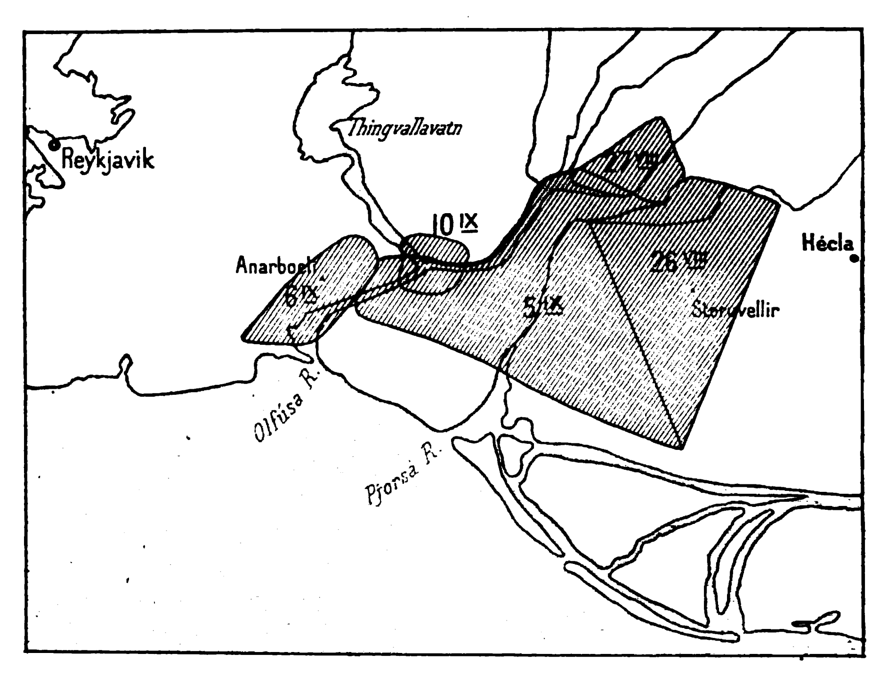


Fig. 2. — Compartiments de la marqueterie terrestre ébranlés en Islande entre leurs dislocations limites par les tremblements de terre de septembre 1896 (d'après Thoroddsen).

dictions dans les observations sur les propriétés du mouvement séismique. Assurément, cela résulte aussi des vues de Suess, mais les observations précises ne se firent que plus tard. Parmi les plus probantes, on doit, en premier lieu, citer celles de Thoroddsen[2] lors des tremblements de terre de l'Islande en septembre 1896 : ce savant avait constaté que les dégâts produits par les cinq principales secousses avaient été nettement délimités sur le terrain, sans zones de décroissance vers l'extérieur des aires ébranlées, ce qui l'avait conduit à

[1] *Grundzüge der Abyssodynamik,* zugleich ein Beitrag zu der durch das Agramer Erdbeben vom 9 November 1880 neu angeregten Erdbebenfrage (Agram, 1881).

[2] Jordskjœlvene i efteraaret 1896 (*Geogr. Tidskrift,* XV, 1899-1900, Kjøbenhavn). — Das Erdbeben in Island im Jahre 1896 (*Petermanns geogr. Mitt.,* 1901, XLVIII, p. 53. Gotha, 1902).

conclure que, chaque fois, un bloc terrestre avait été mis en mouvement pour son propre compte entre les fractures qui le comprennent et qu'il supposait cachées sous l'épais manteau éruptif, par analogie avec ce qu'il avait observé en plusieurs autres régions de l'île. Il restait encore une certaine place à l'hypothèse, partant prétexte au doute, lorsque Hobbs [1] est venu étendre cette interprétation aux tremblements de terre de la Calabre, après avoir constaté que les dégâts produits par celui du 8 septembre 1905 se limitaient à d'étroites zones marquées de part et d'autres des dislocations connues. Le même géologue a pu généraliser cet important principe et montrer que, dans beaucoup de pays, les lignes joignant les principaux centres d'instabilité reflètent exactement les directrices tectoniques du relief.

Ce mode de production des tremblements de terre de dislocation, dénués d'épicentre, n'est pas le seul ; il faut y ajouter ceux qui s'accompagnent de grandes fractures ou de failles dont la géographie séismologique a fourni un certain nombre d'exemples typiques et bien connus. Il convient d'en ajouter deux, qui ont donné lieu à de remarquables études et sont venus, tout à fait à point, confirmer par l'observation les conclusions de Hobbs : ce sont ceux du 15 septembre 1899 dans l'Alaska [2] et le désastre de San-Francisco du 18 avril 1906 [3]. Dans l'un et l'autre cas, la dislocation s'étend sur des centaines de kilomètres, et il peut aussi s'agir d'un mouvement de bascule d'un compartiment.

Ce dernier résultat, purement expérimental, de la séismologie tectonique est de nature à modifier considérablement les conséquences que l'on avait jusqu'ici tirées des observations faites sur le mouvement séismique, et c'est pour cela qu'on a dû, dans cet historique, développer autant qu'on l'a fait cette découverte capitale touchant de si près à la cause et à la genèse des tremblements de terre, et qui marquera certainement une étape de la séismologie. Si nous y avons donné le pas aux considérations géologiques, c'est qu'elles s'attaquent directement aux causes des tremblements de terre. De la même façon, la *Géographie séismologique* devait passer avant la *Science séismologique*, le présent ouvrage étant surtout

[1] On some principles of seismic geology (*Beiträge zur Geophysik*, 1907, XIII, p. 219). — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and Northeastern Sicily *Id.*, p. 293).

[2] Tarr and Martin. Recent changes of level in the Yakutat Bay region, Alaska (*Bull. geol. soc. of America*, 1906, XVII, p. 29. Rochester).

[3] Lawson and Leuschner. *Preliminary report of the State earthquake Commission* (Berkeley, 1906).

consacré à l'étude du mouvement séismique, effet consécutif des tremblements de terre.

Il est temps d'exposer l'histoire de la seconde branche, d'ailleurs la plus ancienne, de la science des tremblements de terre.

En même temps que cette évolution d'ordre géologique, inaugurée en 1873, s'en poursuivait parallèlement une autre dans l'observation des séismes, soit directe, soit surtout instrumentale, dont les progrès ont été considérables aussi, tout en ayant besoin maintenant d'être corrigés quant aux détails en conséquence de la disparition de l'idée d'épicentre, d'où dérivait l'interprétation des faits qu'on en tirait jusqu'à présent. Cette ère a eu pour point de départ, au milieu du XIXe siècle, la vigoureuse impulsion que Mallet a donnée à l'étude du mouvement séismique. La mesure de tous les nombreux éléments de ce mouvement, l'introduction et l'usage constant des méthodes modernes d'observation scientifique et l'invention des appareils appropriés caractérisent cette période, qui se distingue ainsi des temps antérieurs pendant lesquels dominaient les hypothèses, stérile héritage de l'antiquité et du moyen âge ; on est arrivé, pendant son cours, aux plus profondes connaissances sur la nature du mouvement séismique et à des découvertes qui ne le cèdent en importance à celles de la séismologie tectonique qu'en ce qu'elles touchent seulement à un effet consécutif des tremblements de terre, et non à leurs causes comme cette dernière.

Dès 1846, Mallet [1] a posé les bases fondamentales de la séismologie positive ou d'observation ; il les avait ensuite développées en 1858 [2], puis appliquées brillamment au grand tremblement de terre de la Basilicate du 16 décembre 1857 [3], dans deux ouvrages restés à bon droit classiques et qui font époque. Son grand catalogue des tremblements de terre antérieurs à 1843 était aussi une œuvre considérable qui n'attirait pas moins l'attention [4].

Dès lors, trois voies s'ouvraient aux séismologues de l'école de

[1] On dynamics of earthquakes (*Trans. Roy. Irish Ac.*, 1846, XXI, p. 51. Dublin). — *On observation of earthquake phenomena,* dans : A Manual of scientific enquiry for the use of Her Majesty's Navy and adopted for travellers in general (London, 1849, p. 216; réédité en 1859).

[2] Fourth report upon the facts and theory of earthquake phenomena (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, London meeting, 1856).

[3] *The first principles of observational seismology as developed in the report to the Royal Society of London of the expedition made by command of the Society into the interior of the Kingdom of Naples, to investigate the circumstances of the great earthquake of December 1857* (London, 1862).

[4] The earthquake catalogue of the British Association (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, 1852-1858, London).

Mallet : les catalogues séismiques généraux ou locaux, les monographies particulières des grands tremblements de terre, les appareils et les observations instrumentales. Il s'agit maintenant d'esquisser les principaux résultats obtenus dans ces différentes directions et les étapes successivement parcourues jusqu'à ces derniers temps.

De 1843 à 1872, Perrey a consacré une remarquable activité à l'établissement de catalogues séismiques s'étendant à tous les temps et à tous les pays ; il les complétait, en outre, par de très riches listes annuelles dont une foule de correspondants disséminés sur toute la surface du globe lui fournissaient les éléments. Malgré des erreurs de détail, il a rendu l'immense service, concurremment avec ses nombreux imitateurs, de permettre plus tard la reconnaissance séismique du globe, c'est-à-dire la détermination des régions stables et instables, dont on est parti pour découvrir les lois de relation entre les tremblements de terre et la géologie des pays qu'ils ébranlent plus ou moins. La vérification générale des vues de Suess et leur légitime extension à toute la surface terrestre auraient été à peu près impossibles sans ces travaux de catalogues. Perrey ne pouvait certes pas s'attendre à ce résultat, guidé qu'il était dans ses recherches par sa conviction en des influences astronomiques sur la production des tremblements de terre. Il les considérait, en effet, comme l'effet des marées luni-solaires du noyau fluide interne contre l'écorce solide [1], et cette hypothèse erronée a eu cette fortune singulière de faire servir ses catalogues à la découverte des lois des relations tectoniques, en réfutant ses propres opinions. Mais il personnifie tellement bien les théories astronomiques dans l'histoire de la séismologie que leur exposé succinct trouve naturellement sa place ici, à la suite de son nom.

Les premières suggestions sur l'action séismogénique des astres datent de loin ; on peut en trouver la trace chez les anciens et elles ont, pendant de longs siècles, inspiré beaucoup de savants. Au milieu même du XVIIIe siècle, Baglivi [2], célèbre médecin italien dont le catalogue des tremblements sur terre d'Italie est bien souvent cité, écarte sans doute les conjonctions d'astres auxquelles les astrologues de son temps attribuaient ceux de Rome et de l'Ombrie en janvier 1703, mais il ne manque pas d'en associer d'autres à des phénomènes astronomiques divers, les apparitions de comètes, par exemple, à ceux de Rome du second et du quatrième siècles de notre ère.

[1] Propositions sur les tremblements de terre et les volcans (Dijon, 1859) ; — (*The American journ. of sc. and arts*, 1864, XXXVII, N° 109).

[2] Historia romani terrae motus anni 1703 (*Opera omnia*. Ed. C. Gottl-Kühn, Lipsiae 1830. II, p. 192).

Il est inutile de poursuivre les étapes successives de ces théories, qui ont abouti à notre époque aux prédictions de tremblements de terre par Falb [1], Zenger et Delauney [2].

Ce dernier avait, en 1879, prédit pour le milieu de 1883 le début d'une période de grandes perturbations séismiques dont le maximum devait se produire au premier tiers de 1886. Aussi l'opinion publique était-elle fort alarmée par la vérification apparente de la première partie de ces prédictions, lors du désastre du 28 juillet 1883, à Ischia, et de l'explosion du Krakatoa, le 26 août suivant. Delauney avait basé ses étranges pronostics sur une périodicité de 12 et de 28 années qu'il avait cru trouver dans les catalogues de Perrey, et qu'il rapprochait des durées de révolution de Jupiter et de Saturne, respectivement de 11 ans, 9 et de 29 ans, 15. Il ajoutait encore à cette influence celle de l'essaim des Laurentides qu'il croyait faussement devoir être rencontré par Jupiter, alors que la distance réelle ne peut tomber au-dessous de trois fois la distance de la Terre au Soleil, et l'assurance avec laquelle il énonçait ces affirmations nécessita une réfutation en règle de la part de l'illustre astronome Faye désireux de calmer les craintes ainsi propagées bien mal à propos pour l'avenir. On sera, sans doute, étonné de voir se reproduire à notre époque même les divagations des anciens astrologues, dont les conjonctions astrales étaient réputées diriger les phénomènes naturels aussi bien que les événements de l'histoire et de la vie des puissants du jour. L'évolution de la science nous semble rapide, et ses progrès immenses; cependant nous la voyons traîner après elle un passé d'ignorante fantaisie, dont elle ne parvient que difficilement à se débarrasser.

Les influences séismogéniques du Soleil et de la Lune sont journellement encore énoncées, sans doute à cause de la simplicité de l'hypothèse d'une marée du Magma qui viendrait battre l'écorce terrestre par analogie avec ce qui se passe au bord des océans, et il a fallu prendre la peine de les réfuter par les statistiques jusqu'à une époque très récente, parce que bien souvent les tremblements de terre sont considérés comme vérifiant expérimentalement par ce processus une autre hypothèse, tout aussi indéracinable, celle de la fluidité du noyau interne terrestre. Ainsi n'a pas encore disparu, au XXe siècle même, une école nombreuse qui n'hésite point à aller chercher la cause des tremblements de terre hors de la Terre elle-même, jus-

[1] *Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche* (Graz, 1869); — *Gedanken und Studien über den Vulkanismus* (Graz, 1875); — *Von den Umwalzungen im Weltall* (Wien, 1881).

[2] Faye. Sur certaines prédictions relatives aux tremblements de terre (*C. R. Ac. Sc.*, 1883, XC, p. 619,).

que dans la chute des aérolithes ou des étoiles filantes [1], et pour laquelle n'est pas encore résolue la question posée, il y a déjà bien longtemps, par Galilée [2] (1564-1642) : « *Se la cagione de tremuoti si deve stimare esse sopra o sotto de la terra.* »

Les monographies des grands tremblements de terre ont, pendant la seconde moitié du XIXe siècle, concouru au même but que les catalogues séismiques généraux ou locaux, et elles ont souvent permis d'assigner une cause géologique particulière et bien définie à chacun d'eux. Beaucoup d'entre elles ont été aussi importantes que celles de Mallet sur le désastre du 16 décembre 1857 dans la Basilicate et ont marqué des progrès successifs aussi considérables en séismologie. On aura trop souvent à les citer dans le cours de l'ouvrage pour qu'il soit utile de les mentionner ici.

Cependant, les physiciens ne restaient pas inactifs durant le cours de cette même période, et la séismologie instrumentale, consacrée à la recherche des lois du mouvement séismique, prenait un magnifique essor, qui longtemps laissait en arrière les recherches des géologues. Ainsi se constituait sur des bases solides toute une science nouvelle, uniquement fondée sur les observations et les mesures, et dont les découvertes lui ont, à plusieurs reprises, mérité l'admiration générale hors même des cercles scientifiques, telle, par exemple, la possibilité d'étudier en Europe des tremblements de terre de l'Extrême-Orient ou des côtes américaines du Pacifique, pour ne citer qu'une des plus saillantes. Cet ouvrage est surtout consacré à la séismologie expérimentale et instrumentale, tandis que son devancier, *la Géographie Séismologique*, l'était exclusivement aux relations géologiques des tremblements de terre.

C'est à une époque bien lointaine que l'on a voulu faire remonter les premiers essais rudimentaires d'appareils destinés à étudier les tremblements de terre, au deuxième siècle de notre ère, époque reculée à laquelle, paraît-il, le Chinois Chio-Chio aurait, le premier, construit un séismoscope destiné à conserver la trace de la direction d'un tremblement de terre [3]. Mais si à l'abbé de Hautefeuille [4] revient

[1] Chapel. *Aperçu sur le rôle des astéroïdes inférieures dans la physique du monde* (Paris. 1883).

[2] *Opera di Galileo Galilei*, ed. Alberi (Firenze, 1856, XIV).

[3] Comme l'a fait observer Berloty (La science séismologique, in *Études*, CIX, p. 754), c'est par erreur que plusieurs séismologues ont attribué à ce fait la date de 136 avant notre ère. Il faut lire 136 de notre ère, puisque le renseignement est extrait d'un document chinois, le Go-Kan-Shô exhumé par Milne (Notes on the great earthquakes of Japan, in *Trans. seism. soc. of Japan*, 1881, III, p. 65), et qui donne l'histoire de la dynastie ayant, de 25 A. C. à 250, succédé à celle des Han.

[4] Agamennone. *La registrazione dei terremóti*, p. 24 (Roma, 1906).

l'honneur d'avoir établi un appareil de ce genre scientifiquement conçu, l'usage courant de ces instruments mit bien longtemps à s'implanter dans les observatoires météorologiques, ceux d'Italie en particulier. De la même façon, Nicola Cirillo [1] avait institué des observations séismographiques pendulaires en 1731, près d'un siècle après que, selon Gassendi [2], le Français Calignon de Pereins en avait posé le principe. Comme l'a retrouvé Terenzi [3], Bina [4] un autre Italien encore, a pu être considéré comme l'inventeur du séismographe à pendule. Cette tradition s'est maintenue active et féconde parmi les observateurs du même pays et jusqu'à nos jours l'usage, l'invention et le perfectionnement de ces appareils sont restés un des apanages de la science italienne.

On n'a pas à faire ici œuvre d'érudition; ces quelques indications historiques sont donc suffisantes pour la période antérieure à la seconde moitié du XIX[e] siècle, pendant laquelle les progrès de la physique générale et de la mécanique avaient été trop lents pour que les appareils séismocopiques et séismographiques aient pu entrer dans la pratique courante et devenir autre chose que des curiosités spéciales à quelques « cabinets de physique », comme on disait autrefois. Mais l'impulsion donnée par Mallet à l'observation des tremblements de terre n'a pas manqué de porter ses fruits : les plus récents, et les plus surprenants, sont la possibilité d'étudier un séisme dont l'origine est aussi lointaine que l'antipode même de l'observatoire, et l'affirmation formelle que l'intérieur de la terre est solide. Un astronome de Munich, Gruithuisen [5], aurait, au commencement du XIX[e] siècle, pressenti la solidité du globe terrestre qu'il supposait une sorte de conglomérat de roches denses [6] et soupçonné que son pendule, ou elkysmomètre, destiné à mesurer l'attraction des astres [7], oscillait sous l'action des tremblements de terre non seulement locaux, mais des autres parties du monde; tant il est vrai que bien souvent les plus belles découvertes de la science ont des

[1] Baratta. Sulla storia degli apparecchi sismici in Italia (*Atti del Congr. internaz. di sc. hist.* Roma, 1903. Storia delle sc. fis. mat. nat. e mediche. XII. Sez. VIII).

[2] *Institutiones astronomicae*, p. 278 (La Haye, 1656).

[3] L'inventore del seismografo a pendolo (*Riv. sc. e industr.* di Vimercati, XIX, n° 4, Febbraio 1887, Firenze).

[4] *Ragionamento sopra la cagióne dei terremòti*, ed in particolare di quello della Terra di Gualdo e Nocera nell'Umbria seguito l'anno 1751 (Perugia, 1751).

[5] *Gedanken über die Ursachen der Erdbeben* (München, 1825).

[6] Günther. *Handbuch der Geophysik*, I, p. 345 (Stuttgart, 1897).

[7] Belar. Ueber moderne Erdbebenforschung (*Die Erdbebenwarte*, 1903, II, p. 142).

précurseurs auxquels il n'a pas été donné de pouvoir démontrer l'exactitude de leurs suppositions prématurées. Ces derniers résultats, seulement maintenant mis hors de doute, rivalisent d'intérêt et d'importance avec ceux de la séismologie tectonique, de sorte que les deux branches distinctes de la science des tremblements de terre n'ont rien à s'envier mutuellement. L'exposé de ces découvertes admirables et à peine soupçonnées en France est l'objet même de cet ouvrage; ce serait donc faire double emploi que d'esquisser l'évolution historique des méthodes instrumentales dans la seconde moitié du XIX[e] siècle.

Nos connaissances sur les tremblements de terre n'auraient, sans doute, pas atteint ce développement et ne se seraient pas élevées jusqu'à ces découvertes de première importance au point de vue général, si les séismologues n'avaient, à l'exemple des météorologues, senti les avantages de l'association. Ils y étaient d'autant plus naturellement poussés qu'un grand séisme n'est pas un phénomène local et ne peut être utilement étudié que par la réunion de toutes les observations faites sur l'étendue, souvent immense, de son aire d'ébranlement. Déjà, depuis de longues années, des institutions scientifiques centralisaient dans la Nouvelle-Zélande, les Philippines et les Indes néerlandaises, les observations des tremblements de terre ressentis dans ces pays étendus et lointains, ce qui a, plus tard, fourni de précieux renseignements sur la répartition de la séismicité à leur surface. De Rossi a bien compris les progrès considérables qu'il y avait à attendre d'une organisation de ce genre, lorsqu'en 1873 il entreprit de réunir dans son *Bullettino del Vulcanismo italiano* (1873-1890) les observations des stations séismologiques, privées pour la plupart, déjà établies en grand nombre sur toute la surface de l'Italie. En 1879, Tacchini transforme cette collaboration bénévole à une œuvre d'ensemble en un service d'État, qui est devenu un des buts de l'*Ufficio centrale di Meteorologia e di Geodinamica*, et qui a suscité des travaux séismologiques de la plus haute valeur sous la direction de la *Società Sismica italiana*, fondée en 1895 et qui en est comme une dépendance. C'est à bon droit que ces deux institutions ont servi de modèle et ont été imitées dans plusieurs pays.

Presque à l'autre bout du monde s'était établie, en 1879, avec le concours de Japonais et de savants résidents étrangers, la *Seismological Society of Japan* qui, sous la vigoureuse impulsion de Milne, avait bien vite placé le Japon à la tête des nations chez lesquelles la séismologie occupe le rang que lui assigne l'importance des

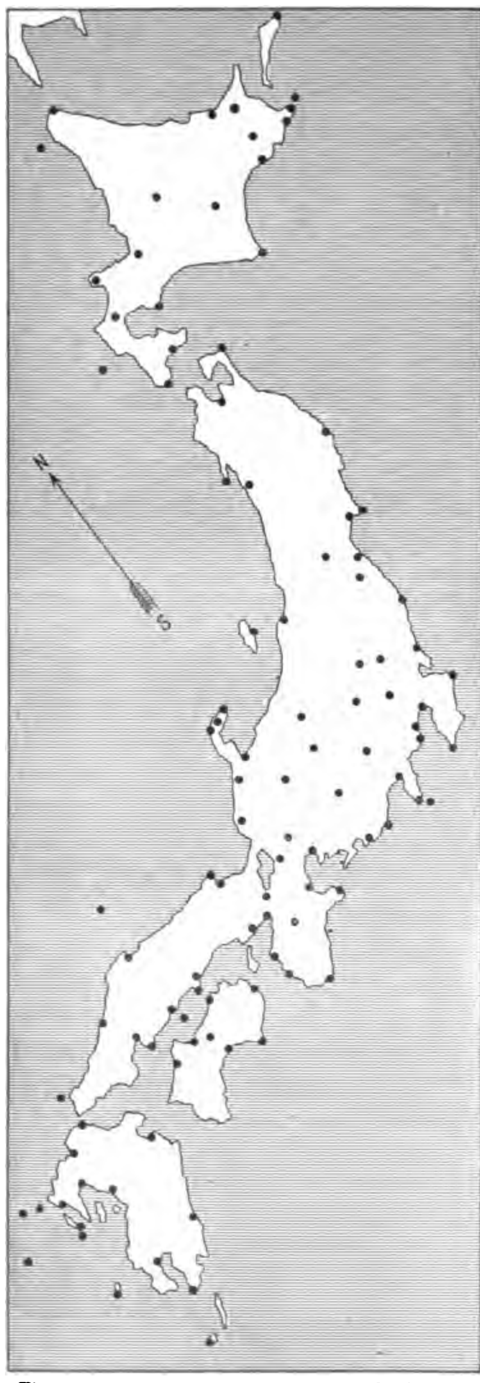


Fig. 3. — Réseau des stations séismologiques. et météorologiques du Japon.

dégâts commis dans ce pays par les tremblements de terre. D'ailleurs, ses antiques annales fourmillent d'ouvrages sur le fléau séismique qui le désole si souvent, et le Japon moderne, en même temps qu'il se lançait brillamment dans les voies de la civilisation occidentale, ne faisait, pour ainsi dire, que continuer une tradition nationale. Le Service météorologique de l'Université impériale de Tokyo est devenu officiel en 1892 et il a publié sous le couvert de l'*Earthquake investigation Committee* une série ininterrompue de recherches que les séismologues du monde entier ne peuvent ignorer sans risquer de se laisser distancer. Les noms d'Omori et de ses collaborateurs se retrouveront à chaque page dans cet ouvrage, et il n'est pas de question séismologique qu'ils n'aient fait progresser, lorsque même ils ne les ont pas posées les premiers. La puissance de l'organisation japonaise et l'importance des résultats espérés et obtenus s'estiment facilement par la carte du réseau de stations séismologiques et météorologiques en même temps. En outre, il n'est pas de village où un

correspondant ne soit désigné et prêt à signaler tout ébranlement du sol. Aussi n'est-il pas de pays qui ait réalisé sur une échelle comparable le vœu qu'Ami Boué formulait pour l'Autriche à l'Académie des sciences de Vienne, le 6 novembre 1851.

L'exemple de l'Italie et du Japon a été suivi par un grand nombre de pays, soit officiellement, soit à titre privé, et seuls les documents qui ont été publiés par les organes périodiques de ces organisations séismologiques, ont permis d'établir la géographie des régions stables et instables. On ne saurait trop regretter que la France se soit jusqu'à présent tenue à l'écart d'un si utile mouvement et se contente de stations médiocrement outillées au Pic du Midi de Bigorre, à Grenoble et à Paris, et d'une autre près de la Montagne Pelée. On n'a d'ailleurs rien publié encore de ces dernières observations et on n'a pas eu d'autre but que celui de calmer les craintes de la population martiniquaise après la catastrophe de Saint-Pierre en 1902. La tradition de Perrey semble perdue, et on oublie trop que les Alpes-Maritimes ne sont pas à l'abri du fléau, témoin le tremblement de terre du 23 février 1887, et que plusieurs de nos colonies n'y échappent pas davantage.

De même que la grande extension de l'aire ébranlée par les tremblements de terre destructeurs avait nécessité l'établissement des réseaux d'observation, de même la découverte, en 1889, par von Rebeur-Paschwitz, que les ondes séismiques ébranlent le monde entier et peuvent être enregistrées partout aux séismographes suffisamment sensibles, avait conduit ce savant[1] à formuler un projet de création d'une association séismologique internationale, destinée à étudier un phénomène, désormais devenu mondial, au moyen de la collaboration des observations du monde entier. Il en fit la proposition formelle au Congrès géographique de Londres en 1895[2] et après sa mort prématurée à la fin de la même année, ce fut à Gerland, Directeur de la *Kaiserliche Haupstation für Erdbebenforschung* de Strasbourg qu'échut l'honneur de mener à bien la fondation de l'*Association séismologique internationale* à laquelle ont fini par s'affilier presque tous les pays civilisés, à la suite des conférences préliminaires tenues à Strasbourg en 1901 et en 1903. C'est là un pas décisif pour l'étude des tremblements de terre, et nul doute que des progrès considérables, dont on ne peut qu'à peine prévoir la portée, en résulteront

[1] Horizontalpendel-Beobachtungen auf der Kaiserlicher Universitäts-Sternwarte zu Strasburg 1892-1894 (*Beiträge zur Geophysik*, 1895, II, p. 211).

[2] Vorschläge zur Errichtung eines internationalen Systems von Erdbebenstationen (*Id.*, p. 773).

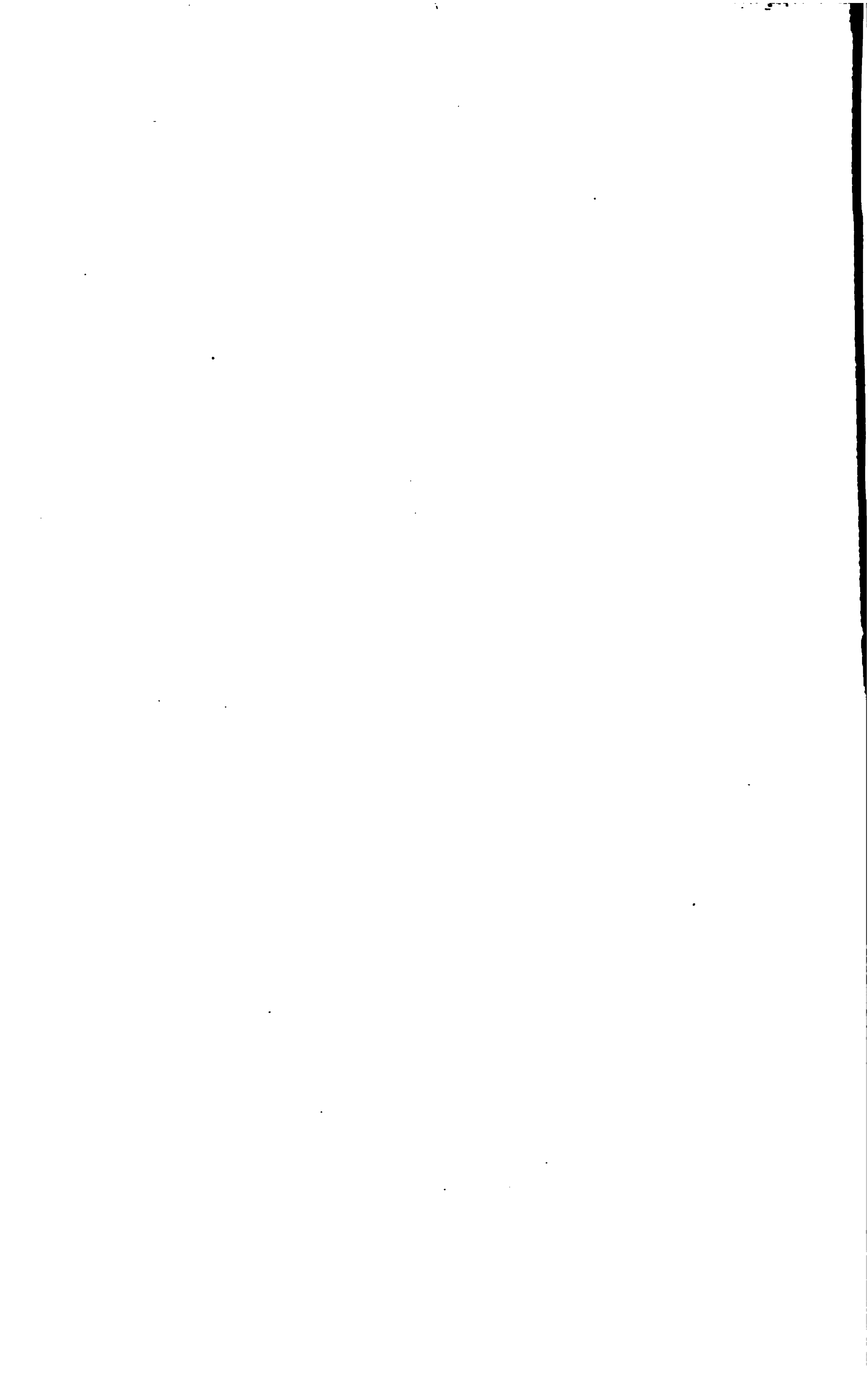
dans un avenir peu éloigné. Un des principaux avantages que l'on pense en tirer sera l'uniformisation des modes d'observation et de calcul; et précisément, à la réunion à Rome, en octobre 1906, de la commission permanente de l'association, a été décidée, sur l'initiative de Kövesligethy, l'installation à Buda-Pesth d'un bureau de calculs séismologiques à exécuter sur tous les tremblements de terre importants d'après les méthodes proposées par ce savant. Si cette entreprise considérable ne rencontre pas d'obstacles, il est certain qu'il y aura d'importantes informations à en tirer plus tard sur les éléments mesurables des grands séismes.

Mais il serait injuste d'oublier que, grâce à Milne, l'*Association britannique pour l'avancement des sciences* a établi petit à petit un réseau mondial de stations séismologiques, toutes munies d'un même séismographe, le pendule horizontal de ce savant, ce qui permet des observations comparables sur l'immense surface qu'occupent les colonies anglaises. Et ainsi s'est trouvée pratiquement réalisée l'heureuse conception de von Rebeur-Paschwitz, bien avant même la fondation de l'Association internationale, et déjà quarante stations anglaises fonctionnent d'un bout du monde à l'autre; elles ont fourni, comme il fallait s'y attendre, de précieuses et importantes observations. Malheureusement, le réseau anglais muni du pendule Milne a perdu tous les avantages qu'on pensait en tirer depuis que l'on a reconnu l'imperfection de cet appareil relativement à d'autres, plus constants dans leur marche et plus sensibles. Et, en effet, il fournit pour le début du mouvement séismique des temps qui sont en retard de 2 à 8, et même 10 minutes. Ce réseau mondial a rendu de grands services, cela n'est pas douteux, mais il a fait son temps, et il est inutile désormais de lui donner plus d'extension; telle est du moins l'opinion de séismologues très autorisés.

La Séismologie a donc marché à pas de géant depuis un petit nombre d'années; elle a créé ses méthodes propres, inventé et perfectionné son outillage, construit ses observatoires spéciaux; elle est devenue autonome et désormais affranchie de la Météorologie, dont elle a été longtemps une humble annexe lorsque les tremblements de terre figuraient à la colonne des observations diverses dans les publications de cette science; elle s'est acquis le droit de former à elle seule une grande branche de la Géologie et de la Géophysique tout à la fois.

La Séismologie ne saurait se contenter maintenant de s'imposer par ses découvertes à l'admiration des esprits cultivés;

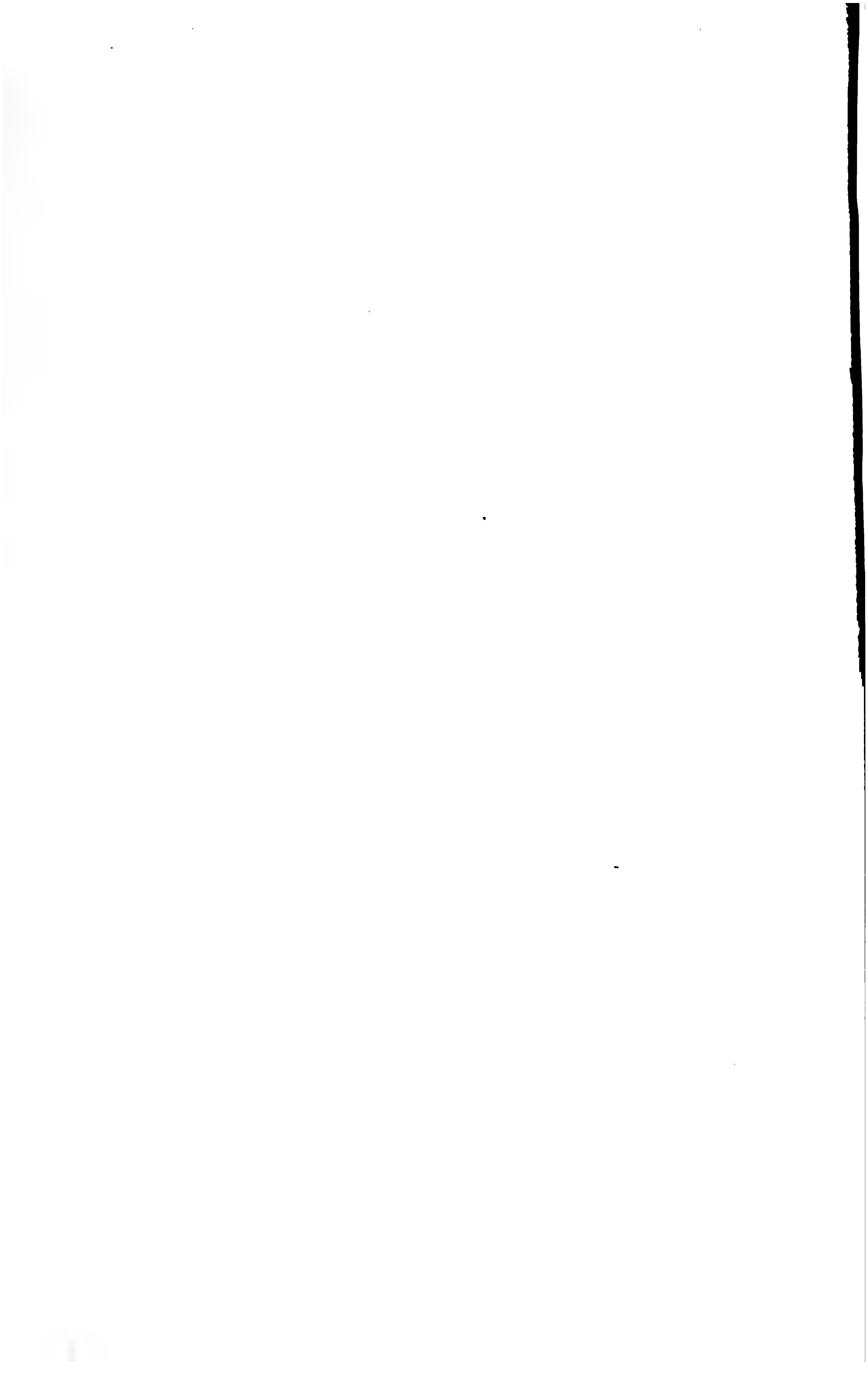
elle veut plus encore, elle sait mériter la reconnaissance de l'humanité, car elle a pu déterminer les règles propres à l'art de bâtir dans les pays à tremblements de terre de façon à diminuer dans de grandes proportions les dommages dus au terrible fléau, et ce bienfait pratique la rehaussera auprès de ceux que la science pure ne sait pas émouvoir.



PREMIÈRE PARTIE

LES MACROSÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE SENSIBLES



PREMIÈRE PARTIE

LES MACROSÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE SENSIBLES

CHAPITRE I

INTENSITÉ DU MOUVEMENT SÉISMIQUE

Sommaire. Échelles d'intensité et leur usage. — Échelles conventionnelles d'Egen, de De Rossi-Forel, de Mercalli. — Évaluation mécanique de l'intensité d'un tremblement de terre par le travail développé : échelle de Bassani. — Accélération maximum : échelle d'Omori. — Renversement et fracturement d'un corps. — Calculs d'Holden. — Echelle absolue de Cancani. — Table de comparaison des diverses échelles. — Durée des tremblements de terre.

L'intensité des tremblements de terre est, au point de vue pratique tout au moins, l'élément fondamental à considérer, car c'est de sa valeur habituelle, ou moyenne, plus ou moins grande, que se mesure dans chaque pays, ou dans les diverses localités d'une même contrée, le danger que ces phénomènes font courir à l'homme ou à ses constructions et que s'établit aussi le degré d'attention qu'ils y méritent. Il y a donc grand intérêt à savoir la mesurer d'une manière non seulement rationnelle, mais applicable en tous lieux, de façon à permettre des comparaisons justifiées. De nombreuses échelles d'intensité sont ou ont été employées, empiriques et conventionnelles pour la plupart, de sorte que la nécessité d'obéir à des conditions rationnelles se fait sentir d'autant plus impérieusement que, dans d'innombrables relations de tremblements de terre, on rencontre de vagues qualificatifs : faible, fort, violent, etc., dépendant surtout de circonstances contingentes et locales, et de la plus ou moins grande familiarité de l'observateur avec les ébranlements séismiques ; c'est ainsi qu'un Italien, ou un Japonais, traiteraient sans doute de modérée une secousse capable d'effrayer beaucoup un habitant de la France ou de la Russie. Aussi les catalogues séismiques deviennent bien souvent inutilisables, si l'on veut se rendre un compte exact de

l'instabilité véritable d'un pays, ou la comparer à celle d'autres contrées, lorsqu'ils se bornent à ces simples indications, sans détailler davantage les effets de chaque tremblement de terre. La lecture des documents séismologiques exige aussi la connaissance des échelles employées par les différents auteurs.

Les séismes se divisent, au point de vue de l'intensité, en *macroséismes* et en *microséismes*. Les premiers sont sensibles à l'homme et se laissent observer sur une surface plus ou moins étendue, de quelques dizaines de kilomètres carrés à plusieurs dizaines et centaines de mille. Les seconds, au contraire, ne nous sont connus que par le moyen des instruments séismographiques et n'impressionnent pas nos sens. Un macroséisme n'est plus sensible au delà de certaines limites, ou frontières, bien définies, mais en dehors desquelles il met en mouvement les appareils jusqu'à une distance plus ou moins considérable. Si cette distance dépasse deux mille kilomètres, comptée de l'origine du macroséisme ou tremblement de terre ordinaire, on donne le nom de *téléséisme* au mouvement des appareils, et un grand nombre d'entre eux ébranlent toute la surface du globe, puisqu'ils se font enregistrer par tous les appareils des stations disséminées jusqu'aux antipodes de l'origine. Ainsi, pour tout tremblement de terre, l'aire macroséismique est entourée d'une aire microséismique qui embrasse le reste de la surface terrestre, du moins pour des ébranlements originels suffisamment intenses et des appareils assez délicats. Les plus violents des macroséismes s'appellent *mégaséismes*.

La distinction pratique entre les macroséismes et les microséismes est parfois très difficile à faire et, en tout cas, les limites des deux aires peuvent être à peu près indéterminées. C'est pour cela que dans les catalogues récents on voit le doute planer sur la nature de quelques séismes, à ce point de vue spécial. Le grand tremblement de terre de Kangra (Pendjab) du 4 avril 1905 a donné lieu, à cet égard, à d'intéressantes observations [1]. Malgré sa violence, il ne peut être question d'étendre à l'Europe occidentale son aire macroséismique; cependant à Laibach et à Londres, à 6 000 et à 7000 kilomètres de distance, deux observateurs signalèrent, pour des temps qui plus tard se vérifièrent identiques à celui de la catastrophe, des cliquetis anormaux d'objets mal équilibrés, et l'on ne peut guère échapper à la conclusion qu'ils avaient été produits par les ébranlements correspondants du sol propagés à cette énorme distance. De la même

[1] Belar, Fernbeben (*Die Erdbebenwarte*, 1906, VIII, p. 201).

façon l'on rapporte une observation de Gœthe, alors en Allemagne, et qui aurait perçu le grand tremblement de terre des Calabres de 1783, dont la nouvelle ne lui parvint que beaucoup plus tard. Enfin, le 9 juillet 1905, les séismographes signalèrent un grand tremblement de terre, de foyer inconnu, car il ne fut rapporté nulle part; les appareils de Laibach indiquaient une distance de 7000 à 8000 kilomètres et il semble qu'il ait été observé à Stettin. Ce sont là, il est vrai, des cas isolés, mais qui prouvent bien l'énormité des surfaces ébranlées par les grands tremblements de terre et qui montrent que macroséismes et microséismes sont, au moins dans la plupart des cas, des phénomènes identiques sauf en ce qui concerne leur intensité.

L'étude des tremblements de terre à distance, au moyen des diagrammes que leurs ondes devenues insensibles font tracer aux séismographes, n'a pris une forme pratique et définitive que depuis peu d'années. Mais si les recherches avaient été plus tôt dirigées dans ce sens, il y aurait longtemps qu'on aurait pu suivre cette voie, depuis devenue si féconde. A bien des reprises, des astronomes ou des géodésiens avaient surpris dans leurs appareils, et surtout dans leurs délicats niveaux, des mouvements anormaux, qu'il leur était, à la vérité, venu à l'idée d'attribuer à des ébranlements du sol, mais sans qu'ils aient eu l'occasion de les mettre en correspondance formelle avec des tremblements de terre connus. Le 10 mai 1877 seulement, Magnus Nyrén vit à Pulkowa un niveau exécuter des oscillations d'une amplitude de 1",5 à 2" et d'une période de 20" environ; c'était l'écho du désastre d'Iquique, et l'origine séismique de ces mouvements fut reconnue. Dès lors, les téléséismes étaient découverts, mais sans que l'on songeât à les utiliser directement pour l'étude des tremblements de terre, comme on le fait maintenant avec tant de succès. On s'est mis alors à rechercher dans les archives des observatoires astronomiques les cas de ce genre, et l'on a pu établir un nombre assez considérable de ces coïncidences. Mais c'est seulement lors du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897, que l'on démontra que les grands ébranlements se propagent à toutes les distances, en un mot mettent en mouvement toute la surface terrestre sous la forme d'ondes microséismiques.

La distinction entre les macroséismes et les microséismes est artificielle en ce sens qu'elle dépend de l'acuité individuelle des sens des différents observateurs. Aussi les limites de l'aire de perception d'un tremblement de terre sont difficiles à préciser exactement, et dans la définition des plus faibles degrés de l'échelle des

intensités a-t-on dû faire état du nombre des observateurs qui sentent les secousses, indépendamment même des circonstances plus ou moins favorables dans lesquelles ils se trouvent pour les percevoir. Dans les pays instables, certaines personnes attentives et bien entraînées sont souvent seules à signaler ces secousses sans qu'il y ait lieu, pour cela, de mettre en doute leur assertion. Il faut cependant noter qu'au début des observations systématiques dans un pays, le premier enthousiasme suffit à faire signaler des ébranlements qui n'ont rien de réel, et l'on s'en aperçoit vite les années suivantes. Quoi qu'il en soit, il est intéressant de chercher à se rendre compte approximativement de la valeur numérique des éléments mesurables d'un tremblement de terre au-dessous de laquelle il devient microséisme. Seul, à notre connaissance, Marchand[1] a fait des expériences à ce sujet. Elles ont consisté à produire des trépidations dans une construction reposant à la fois sur un mur et sur une forte poutre, et surmontée d'une terrasse. La chute d'une masse lourde sur la terrasse faisait vibrer toute la construction, dans l'intérieur de laquelle se trouvait un observateur, placé immédiatement au-dessus de la poutre, qui notait simplement des sensations (de manière à les comparer à celles que produisent les séismes très faibles) ; un autre observateur placé au-dessous de la construction observait directement l'amplitude des vibrations de la grosse poutre, à l'aide d'une échelle divisée en demi-millimètres appuyée sur le sol et placée dans le champ d'un microscope, échelle devant laquelle une règle, fixée à la poutre, déplaçait un fil très fin. L'amplitude minimum des vibrations verticales que tout le monde perçoit, au repos et sans être préalablement averti par un bruit, est comprise entre 0 m/m 15, et 0 m/m 20. C'est la limite inférieure de l'intensité des tremblements de terre qui peuvent être sentis par plusieurs personnes sans qu'il y ait bruit. La population de la contrée agitée peut percevoir des trépidations inférieures à 0 m/m 05, si les observateurs sont immobiles, assis ou couchés, au début du mouvement et si celui-ci dure quelques secondes.

En séismologie, le principal usage des échelles d'intensité consiste à tracer sur la carte du pays ébranlé par un tremblement de terre des courbes, appelées *isoséistes*, séparant entre elles les zones où il a été ressenti suivant les divers degrés successifs. Les particularités de ses courbes donnent de nombreux et utiles renseignements relatifs à l'influence des terrains traversés sur la propagation

[1] Observations séismiques faites à l'observatoire du Pic-du-Midi, de 1896 à 1902 (*Ann. Bureau central météorol. de France*, 1902, p. 131, Paris).

du mouvement séismique; elles circonscrivent sur la carte d'une façon assez nette la position de l'*épicentre*, où la verticale de l'*hypocentre*, ou foyer du séisme, perce la surface terrestre et d'où le mouvement semble émaner; cet épicentre est nécessairement compris dans l'intérieur de l'isoséiste du degré le plus élevé, en un mot dans l'aire *mésoséiste*, ou *pléistoséiste;* enfin cette même isoséiste délimite étroitement la surface sous laquelle doit être recherché l'accident géologique, siège ou cause du tremblement de terre lui-même. On voit ainsi de suite l'importance considérable qui s'attache à une bonne échelle des intensités séismiques.

Dès le tremblement de terre des Pouilles du 30 juillet 1627, les Italiens [1] avaient eu l'idée de porter sur les cartes des signes divers pour y représenter l'intensité de l'ébranlement aux différents lieux. Les isoséistes étaient implicitement trouvées, mais il a fallu en attendre bien longtemps l'usage courant; leur découverte, comme beaucoup d'autres, était prématurée.

La plus ancienne échelle des intensités a été établie par Egen [2] à l'occasion du tremblement de terre du 23 février 1828 des provinces rhénanes, Westphalie, Hollande, Belgique et Nord de la France, dont l'aire pléistoséiste, irrégulièrement ovale, était limitée à Bruxelles, Louvain, Saint-Trond, Glabbeek, Maestricht, Liége, Huy, Namur et Waterloo, ce qui en laisse supposer le foyer quelque part dans la région houillère wallonne, d'autant plus qu'au fond des mines on entendit un très fort roulement. Pour définir les zones où le séisme fut ressenti avec la même intensité, Egen établit six degrés dont la définition rappelle singulièrement, 50 ans à l'avance, celles des sept premiers degrés de l'échelle De Rossi-Forel, presque universellement employée depuis 1883. A ce titre, elle mérite donc d'être reproduite :

6. Crevasses et fissures dans les murs; chutes de cheminées.
5. Fort ébranlement des objets; quelques cheminées renversées.
4. Fort mouvement du sol, mais non observé par tout le monde.
3. Frémissement des fenêtres et mise en action des sonnettes des maisons.
2. Mêmes effets, mais si faibles qu'ils ne sont qu'accidentellement observés.
1. Très faibles oscillations observées çà et là.

Il est surprenant que Mallet [3], dont la préoccupation constante,

[1] Baratta. Il terremóto del 1627 (*Boll. della Soc. geogr. ital.*, 1894, VII, p. 399. Roma). — Günther. Die ersten seismisch — kartographischer Darstellung (*Die Erdbebenwarte*, 1901, I, p. 25).

[2] Ueber das Erdbeben in den Rhein und Niederlanden vom 23. Februar 1828 (*Poggendorff's Ann. d. Ph. u. Ch.*, XII [LXXXVIII], p. 331, XIII [LXXXIX], p. 153).

[3] Fourth report on the facts and theory of earthquake phenomena (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, 1858, p. 59).

toute à sa gloire, était d'introduire l'exactitude des mesures en séismologie, ne se soit pas inspiré de l'échelle d'Egen et se soit contenté, comme plus tard Rockwood, de trois degrés de vague définition : grands, moyens et petits tremblements de terre.

C'est en 1883 seulement qu'a été établie l'échelle très généralement adoptée depuis cette époque, dite De Rossi-Forel, du nom des deux savants qui l'ont proposée, en améliorant celles que l'un et l'autre d'entre eux avaient primitivement combinées, chacun de son côté. Elle est basée [1] sur les divers effets produits par les tremblements de terre sur l'homme et les édifices, et comprend 10 degrés croissants, dont un pour les microséismes ou les ébranlements non ou mal perçus par les sens. Voici cette échelle dont l'usage est très répandu :

Microséismes.

I. Mouvement non noté par tous les appareils de systèmes différents. Senti par quelques observateurs exercés.

Macroséismes.

II. Tous les appareils sont actionnés. Le mouvement est constaté par un petit nombre d'observateurs au repos.

III. Ébranlement ressenti par un certain nombre de personnes au repos. La durée et la direction sont discernables.

IV. Ébranlement perçu par des personnes en état d'activité. Mouvement d'objets mobiles, des portes et des fenêtres; craquement des planchers.

V. Ressenti par tout le monde. Mouvement d'objets plus importants, meubles et lits. Les sonnettes sont mises en branle.

VI. Réveil général des dormeurs. Oscillations des lustres; arrêt des pendules et des horloges, mouvement sensible des arbres. Quelques personnes effrayées s'enfuient hors des habitations.

VII. Renversement d'objets mobiles; chute du mortier et des plâtres des murs et des toits; arrêt des horloges publiques; effroi général.

VIII. Chute des cheminées; crevasses dans les murs.

IX. Ruine partielle ou totale de quelques édifices.

X. Désastres et ruines. Bouleversement des couches terrestres; crevasses et failles. Éboulements dans les montagnes.

Assurément, cette échelle est conventionnelle et arbitraire et son imprécision éclate par ce fait qu'on voit souvent les tremblements de terre signalés avec une intensité intermédiaire à deux de ses degrés, V à VI par exemple, preuve que les observateurs n'ont pu se

[1] De Rossi. Prográmma dell'osservatòrio ed archivio centrale geodinámico presso il reale Comitato geològico d'Italia. Istruzioni per gli osservatòri (En français. *Bull. del vulcanismo italiano*, 1883, X, p. 65. Roma).

décider formellement pour l'un d'entre eux. Mais elle répond si bien aux circonstances habituelles de la vie dans les pays civilisés et tempérés qu'elle a, malgré ses défauts, régné sans conteste jusqu'à ces dernières années; c'est qu'elle est d'un emploi très facile, même aux personnes peu habituées à l'observation des phénomènes naturels. On peut donc, avec elle, se procurer de très nombreuses observations comparables entre elles et relatives à un même tremblement de terre sur toute la surface ébranlée. C'est là l'origine de son succès.

Davison[1] a très nettement posé les conditions auxquelles doit satisfaire une bonne échelle des intensités. Elle doit pouvoir servir également pour les séismes de faible et de grande intensité, de façon à permettre de comparer la séismicité, ou l'instabilité d'un même pays à des époques différentes ou à celle de pays très éloignés. Or, à la suite de leur étude sur le tremblement de terre de la Ligurie du 23 février 1887, Taramelli et Mercalli[2], ayant à coordonner les observations faites en plus de 1100 localités, se sont aperçus que l'échelle De Rossi-Forel, trop détaillée pour les faibles secousses, l'est insuffisamment pour celles des plus hauts degrés. Aussi Mercalli[3], sans changer le nombre de degrés, l'a-t-il modifiée ainsi qu'il suit, en 1897.

I. (I)[4]. *Secousse instrumentale.* Signalée seulement par les appareils séismiques.

II. (II). *Secousse très légère.* Sentie seulement par quelques personnes en parfait état de repos, particulièrement aux étages supérieurs des habitations, ou par des personnes nerveuses et très sensibles.

III. (III). *Secousse légère.* Secousse sentie par plusieurs personnes, peu nombreuses par rapport à la population d'un pays donné; elle est relatée avoir été à peine sentie et sans appréhension, et, en général, sans qu'on se soit rendu compte que c'était un tremblement de terre avant toute communication d'impressions avec d'autres personnes.

IV. (IV et V). *Secousse sensible ou médiocre.* Secousse non sentie par tout le monde, mais perçue par beaucoup de personnes à l'intérieur des habitations et, au contraire, par un petit nombre de celles au dehors, mais sans effroi. Frémissement de la vaisselle, craquement des planchers, léger balancement des objets suspendus.

V. (VI). *Forte secousse.* Secousse généralement sentie dans les habitations

[1] Scales of seismic intensity (*Phil. Mag.*, July 1900, p. 44. London).

[2] Il terremóto ligure del 23 febbraio 1887 (*Annali del Ufficio c. di met. e di geod.*, 1888, VIII, Parte IV.).

[3] *I terremóti dellá Liguria e del Piemónte* (Napoli, 1897). — Sulle modificazióni proposte alla scala sismica da Rossi-Forel (*Boll. soc. sism. ital.*, 1904, VIII, p. 184).

[4] Les chiffres romains entre parenthèses donnent la correspondance avec les degrés de l'échelle De Rossi-Forel.

et par un assez grand nombre de personnes dans la rue. Réveil des personnes endormies. Effroi de quelques-unes, qui se précipitent au dehors. Tintement des sonnettes, oscillations assez amples des objets suspendus, arrêts d'horloges.

VI. (VII). *Secousse très forte.* Secousse sentie par tout le monde. Effroi général; on se précipite au dehors. Chute d'objets et d'enduits. Quelques dommages aux édifices les moins solides.

VII. (VIII). *Secousse extrêmement forte.* Les cloches sonnent. Chute des cheminées et des tuiles. Légers dommages à de nombreux édifices.

VIII. (IX). *Secousse ruineuse.* Ruine partielle de quelques habitations; dégâts considérables aux autres. Pas de victimes; seulement quelques blessés isolés.

IX. (X). *Secousse désastreuse.* Ruine totale ou presque totale de quelques habitations; graves dégâts à beaucoup d'autres devenues inhabitables; victimes sinon très nombreuses, du moins en divers points des lieux habités.

X. *Secousse très désastreuse.* Ruine de beaucoup d'édifices; nombreuses victimes. Crevasses du sol, éboulements dans les montagnes.

L'échelle de Mercalli a été, en 1900, adoptée par le Service géodynamique d'Italie, et, selon toute probabilité, elle finira par se substituer partout à sa devancière. Elle ne nécessite l'emploi d'aucun instrument; elle est donc à portée de tous les observateurs. Plus savante et moins conventionnelle, on perdrait le bénéfice qu'on en attend, à savoir de nombreuses observations bien comparables entre elles. On peut cependant lui faire des critiques de détail. Comment, par exemple, n'y aura-t-il pas de victimes par secousses du degré VIII, si des habitations sont partiellement ruinées? On peut aussi se demander si elle est bien également applicable pour des pays de civilisation moins avancée qu'en Italie, et où les habitations sont différemment construites. Ainsi Weber[1] a dû en modifier les critériums des degrés supérieurs, qu'il trouvait insuffisamment détaillés à l'occasion du tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier 1902, se rencontrant ainsi avec Omori et Cancani, comme on le verra plus loin.

Les degrés des échelles De Rossi-Forel et Mercalli ne correspondent à aucune réalité mécanique rationnelle. C'est là un inconvénient dont la gravité s'explique d'elle-même et qui, malheureusement, se rencontre encore actuellement dans d'autres sciences, comme la Météorologie, en ce qui concerne les degrés de température. On a cherché à y parer. Le premier, Mendenhall[2] a fait une tentative dans ce sens et a estimé à 1 300 000 000 chevaux-vapeurs le travail mécanique développé par le tremblement de terre de Charleston du

[1] Tremblement de terre de Chemakha du 31 janvier (13 février) 1902 (*Mém. du Comité géol.*, N. Sér., Livr. 9. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] On the intensity of earthquakes (*Nature*, 1887, XXXIX, p. 380. London).

31 août 1886. Plus tard, en 1904, de Kövesligethy[1], recherchant s'il est mécaniquement possible que les tremblements de terre puissent avoir une relation avec les déplacements du pôle terrestre, a trouvé que l'énergie développée au tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 aurait été équivalente à celle nécessaire pour soulever la terre de $1^{m}/^{m},2$, ou pour élever toute l'eau des océans à une hauteur égale à leur profondeur. Ces résultats ne sont que curieux, et ne conduisent pas à la recherche d'une échelle des intensités en fonction de l'énergie développée par les séismes, ce qu'a fait plus tard Bassani[2]. Ce dernier, serrant le problème de plus près, a essayé de calculer approximativement le travail mécanique nécessaire pour produire sur divers objets, ainsi que sur les éléments constitutifs des constructions, les effets correspondants aux degrés de l'échelle De Rossi-Forel, qu'il a d'ailleurs légèrement modifiée. Cette tentative, assurément très louable, ne semble pas avoir été remarquée autant qu'elle le mérite, et comme jusqu'ici elle n'a pas été employée, il est inutile de la détailler. Il suffira donc de donner sa correspondance avec l'échelle De Rossi-Forel et l'évaluation du travail de chacun de ses degrés en kilogrammètres par unité de surface et par seconde. Du reste, elle a été établie surtout théoriquement par le calcul, ce qui n'est pas sans jeter de sérieux doutes sur sa valeur intrinsèque. La seule donnée numérique d'un certain intérêt est la suivante, parce qu'elle donne une idée de l'énormité des forces en jeu : au tremblement de terre de Florence du 19 juillet 1899, le travail mécanique développé à la surface terrestre a été évalué par Bassani à 1 000 kilogrammètres, d'où il a déduit un travail total de 16 octillions de kilogrammètres (16.10^{27}), en supposant à l'épicentre une profondeur de 16 kilomètres.

Il n'en est pas de même de l'échelle d'Omori, couramment employée par les observateurs japonais. Sa base, parfaitement rationnelle et simple, est l'accélération maximum communiquée par un séisme à une particule du sol ou d'un objet ébranlé, question maintenant bien connue[3].

Les deux quantités importantes qui définissent la force destructive d'un tremblement de terre sont la période et l'amplitude du

[1] Ueber die Energie grosser Erdbeben (*Die Erdbebenwarte,* 1904, III, p. 196).

[2] Il dinamismo del terremóto laziale, 19 luglio 1899 (*Rivista scien. industr. di Firenze,* Agosto, 1899) — Prime ricerche sulla proveniénza del terremóto di Firenze nella sera 18 maggio 1895 (*Boll. mens. del R. Coll. Carlo Alberto di Moncalieri,* XV, 1895... XXII, 1902).

[3] Omori. Sull' intensità e sull' ampiezza del movimento nel gran terremóto giapponese del 28 octobre 1891 (*Boll. Soc. sism. ital.,* 1897, XI, p. 189).

mouvement, c'est-à-dire le temps que met une particule à revenir à son point de repos et la distance totale dont elle s'en est éloignée. Leur dépendance est telle qu'un séisme à très rapide période de mouvement oscillatoire et de faible amplitude pourra être évidemment, ainsi que le démontre une expérience constante, aussi destructeur, plus même qu'un autre de lente période, l'amplitude en fût-elle nota-

TABLEAU I

Comparaison des échelles De Rossi-Forel et Bassani.

Echelle De Rossi-Forel.	Echelle de Bassani.	Travail en kilogrammètres par mètre carré et par seconde.	Echelle De Rossi-Forel.	Echelle de Bassani.	Travail en kilogrammètres par mètre carré et par seconde.
I	I	0,03	VI	IX	200
	II	0,20	VII	X	450
	III	0,70	VIII	XI	700
II	IV	1,40		XII	1000
	V	3,50	IX	XIII	1500
III	VI	8,50		XIV	2500
IV	VII	18	X	XV	3500
V	VIII	65		XVI	(?)

blement supérieure. Les appareils séismographiques donnent directement les valeurs de ces deux éléments, liés par la formule :

$$A = \frac{4 \pi^2 a}{T^2}$$

où A est l'accélération maximum par seconde,

a l'amplitude,

T la double période du mouvement oscillatoire.

Le tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 a fourni une mesure directe de l'amplitude horizontale du mouvement séismique. On a vu, en effet, le va-et-vient des traverses d'une voie ferrée endommagée laisser sa trace sur le sol; le ballast qui les séparait avait été boursouflé comme un sillon, tandis qu'un vide de 5 à 6 pouces représentait de chaque côté des traverses l'espace qu'elles avaient parcouru dans leurs oscillations [1].

[1] Milne and Burton. *The great earthquake in Japan, 1891* (Yokohama).

L'échelle d'Omori est basée sur ce que l'accélération maximum ne dépasse guère 5 à 10 millimètres par seconde dans les tremblements de terre légers, si habituels au Japon; qu'une valeur de 50 millimètres est déjà rare et que, de 100 à 200 millimètres, le séisme est vraiment fort. A partir de 300, on arrive aux degrés VI et VII de l'échelle De Rossi-Forel; au delà, le tremblement de terre est destructeur. Comme Mercalli, Omori trouve que les degrés supérieurs de cette dernière échelle sont insuffisamment gradués, et il classe ainsi qu'il suit les séismes violents d'après les valeurs que lui ont fournies pour l'accélération maximum par seconde d'innombrables observations faites au tremblement de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1891 [1]. Son échelle est donc purement observationnelle aussi.

TABLEAU II

Comparaison des échelles Omori et De Rossi-Forel.

Échelle d'Omori.	Échelle De Rossi-Forel.	Accélération maximum par seconde en millimètres.	QUALIFICATION.
I	VI. VII	300	Fort
II		900	Violent
III	VIII	1200	
IV	IX	2000	
V	X	2500	
VI		4000	
VII		au delà	

I. A = 300 m/m.

Le mouvement est assez fort et déjà destructeur. Les murs des maisons de briques mal construites sont légèrement fissurés et il en tombe un peu d'enduit; les maisons ordinaires en bois sont tellement ébranlées qu'elles craquent avec bruit; quelques objets sont renversés; les arbres sont visiblement mis en mouvement; l'eau des étangs est troublée par l'agitation de la boue; quelques cheminées mal construites sont endommagées dans les usines.

II. A = 900 m/m.

Les enduits des maisons ordinaires de bois sont fissurés; les vieilles maisons de bois sont légèrement mises hors d'aplomb; les tombes japonaises et les colonnes porte-lanternes (*Ishidoros*) des temples de mauvaise construction, sont renversées; dans quelques cas, les sources thermales et minérales sont perturbées; les cheminées d'usine de construction soignée ne sont pas endommagées.

[1] Note on applied seismology (*C. R. des séances de la première conférence séismologique internationale réunie à Strasbourg du 11 au 18 avril 1901*, p. 340. Leipzig, 1902).

III. A = 1200 $^{\mathrm{m}}/^{\mathrm{m}}$.

Environ un quart des cheminées d'usine sont endommagées; les maisons de briques de mauvaise construction sont partiellement ou totalement détruites; quelques vieilles maisons de bois sont détruites, ainsi que tous les magasins; les ponts de bois sont légèrement endommagés; les tuiles des maisons de bois sont dérangées; de légères crevasses s'ouvrent dans les sols bas et mous; quelques fragments de roches descendent des flancs des montagnes.

IV. A = 2000 $^{\mathrm{m}}/^{\mathrm{m}}$.

Toutes les cheminées d'usine sont brisées; la plupart des maisons ordinaires en briques sont partiellement ou totalement détruites; quelques maisons de bois sont totalement détruites; des fissures de 2 à 3 pouces de large s'ouvrent dans les sols bas et mous; çà et là les remblais sont légèrement endommagés; les ponts de bois sont partiellement détruits; les ishidoros de construction ordinaire sont renversés.

V. A = 2500 $^{\mathrm{m}}/^{\mathrm{m}}$.

Toutes les maisons ordinaires en briques sont sérieusement endommagées; environ 3 $^{o}/_{0}$ des maisons de bois sont entièrement détruites; les remblais sont sérieusement endommagés; les voies ferrées sont légèrement tordues ou retournées; les murs de maçonnerie sont endommagés çà et là; des crevasses de un à deux pieds de large s'ouvrent le long des rives des cours d'eau; l'eau des rivières et des fossés est rejetée sur les bords; le régime des puits est perturbé; glissements de terrain.

VI. A = 4000 $^{\mathrm{m}}/^{\mathrm{m}}$.

50 à 80 $^{o}/_{0}$ des maisons de bois sont totalement détruites; les remblais sont presque détruits; les routes en terrain plat sont tellement crevassées et défoncées que le transit est arrêté; les voies ferrées sont tordues; les piles et les culées des grands ponts métalliques sont détruites. Quelle que soit la direction du mouvement séismique, les ponts de bois sont partiellement ou totalement endommagés; les tombes japonaises, de solide construction, sont retournées; des crevasses de quelques pieds de large se forment dans le sol et s'accompagnent parfois de notables jaillissements d'eau et de sable; des réservoirs en poterie ou en fer, enfoncés dans le sol, sont pour la plupart détruits; les sols bas et les champs sont complètement bouleversés tant horizontalement que verticalement, si bien que les arbres et les plantes en meurent; nombreux glissements de terrain.

VII. A supérieur à 4000 $^{\mathrm{m}}/^{\mathrm{m}}$.

Toutes les constructions sont totalement détruites, à l'exception d'un petit nombre de celles en bois; quelques portes ou habitations de bois reposant sur des pierres de fondation, sont projetées jusqu'à trois pieds de distance; il se produit d'énormes glissements de terrain, accompagnés de failles et de dénudations.

Cette échelle est très intéressante, car elle résulte d'une vaste enquête officielle, conduite avec toutes les garanties désirables d'exactitude, sur une surface très grande, dans un pays très habité, et parce qu'au point de vue des effets des tremblements de terre sur les cons-

tructions, elle fournit des valeurs expérimentales de l'accélération maximum nécessaire pour produire chacun d'eux, tandis que les calculs de Bassani, relatifs au travail correspondant, reposent surtout sur la théorie, plutôt que sur l'observation. Pour déterminer les accélérations maxima correspondant aux divers degrés de son échelle, Omori s'est servi de deux formules fournissant, pour un corps de dimensions données, la valeur de cet élément capable de le renverser, ou de le fracturer. Il est nécessaire d'en dire quelques mots

Pour le renversement d'un corps de faible base par rapport à sa hauteur, pilier, colonne, cheminée, etc., si x est la hauteur de son centre de gravité au-dessus de la base, et y la distance horizontale de ce même point à l'arête de base autour de laquelle le renversement tend à se produire, on se sert de l'équation dite de West[1].

$$A = \frac{x}{y} g$$

où g est la valeur locale de l'accélération de la pensateur. Le poids du corps n'y intervient pas, et cette formule a eu bien souvent l'occasion d'être vérifiée expérimentalement au Japon, où les abords des temples sont ornés d'allées de colonnes de pierre, de formes diverses, destinées à supporter des lanternes et appelées *Ishidoros*.

Au contraire, le fracturement d'un édifice n'est pas une question encore résolue tant les circonstances mécaniques du problème sont complexes. Mais pour le cas d'un simple mur, on a la formule :

$$A = \frac{2g}{df} \frac{Fp\ K^2}{W}$$

W et f sont le poids de la portion fracturée et la hauteur de son centre de gravité au-dessus de la section de fracture; d est la dimension de la section de fracture dans la direction du choc séismique et p son aire; K est son rayon d'inertie autour de l'axe de symétrie passant par le centre de cette section et perpendiculaire à son plon; F est la force de cohésion de la matière du mur.

Cette formule d'Omori a été vérifiée par des expériences directes au moyen d'un appareil spécial, la table de choc, appliquée à des colonnes de formes et de matières diverses et expressément construites dans ce but. La possibilité de faire varier, dans d'assez grandes limites, l'impulsion artificielle représentant celle du choc séismique, conduit à accorder toute confiance à cette formule, établie

[1] Milne and Omori. Nverturning and fracturing of brick and another columns by horizontally applied motions (*Séism. journ. of Japan*, 1893, I, p. 59).

théoriquement, il est vrai, en raison de son parfait accord avec les résultats expérimentaux[1].

Mallet[2] s'était déjà occupé de l'accélération maximum et, lors du grand tremblement de terre de la Basilicate du 16 décembre 1857, il avait trouvé des valeurs oscillant entre 9 et 21 pieds, chiffres qu'Omori trouve tout à fait exagérés; il s'appuie pour cela sur ce qu'au désastre du Mino et de l'Owari, du 28 octobre 1891, il n'a trouvé que des valeurs comprises entre 2400 et 4300 millimètres, dont la plus grande est inférieure aux deux tiers de celle de Mallet, alors que ce tremblement de terre du Japon a été certainement beaucoup plus violent que celui de la Basilicate. Il y a d'autant plus de raison de considérer les résultats d'Omori comme les plus exacts que, par deux procédés différents, il a trouvé la même valeur de 4000 millimètres pour les édifices de Katsamatsu en moyenne et pour le pont du chemin de fer établi tout près sur le fleuve Kiso-Gawa.

Malgré bien des affirmations contraires, il est avéré que jamais on n'a scientifiquement constaté que des objets aient été lancés en l'air; autrement dit, jamais l'accélération maximum d'un tremblement de terre n'est assez grande pour contrebalancer et dépasser celle de la pesanteur.

Dès que l'intensité d'un tremblement de terre est capable de produire quelques dégâts aux constructions, c'est-à-dire à partir de l'intensité VII de l'échelle De Rossi-Forel, ou VI de celle de Mercalli, l'usage de celle d'Omori s'impose, mais alors on reste pour les degrés inférieurs avec une échelle vague, ou du moins ne correspondant à aucun élément mécanique numériquement évalué. On a cherché à remédier à cet inconvénient grave, et c'est ce qu'avait d'abord fait Holden[3]. Dans ce but, ce dernier a extrait de son premier catalogue séismique californien[4] 200 tremblements de terre ressentis à San Francisco, et dont les descriptions étaient assez précises pour lui permettre d'en déduire le degré dans l'échelle De Rossi-Forel. Puis il s'est donné une table de correspondance de ces degrés en millimètres

[1] Omori. Note on applied seismology. Part I, Section IV : Seismic experiments on the fracturing of brick columns (*C. R. de la première conférence séismologique internationale de Strasbourg*, Leipzig, 1902).

[2] *The first principles of observational seismology as developed in the report to the Royal Society of London on the expedition made by command of the Society into the interior of the Kingdom of Naples, to investigate the circumstances of the great earthquake of December 1857* (London, 1862).

[3] Note on earthquake intensity in San Francisco (*American journ. of sc.*, June 1888, XXXV, p. 427).

[4] *List of recorded earthquakes in California, Lower California, Oregon and Washington territory* (Sacramento, 1887).

d'accélération maximum. Comme résultat d'ensemble à retenir et susceptible de donner une idée approximative sur la grandeur des effets mécaniques dus aux tremblements de terre, il a pris pour accélération moyenne celle des degrés III et IV, en l'estimant à 50 millimètres, et il l'a appliquée aux 217 séismes d'intensité mal déterminés ressentis à San Francisco pendant la même période de 80 ans, concurremment avec les 200 mieux étudiés. Obtenant ainsi au total 22900 millimètres pour ceux-ci et 10460 pour ceux-là, en tout 33360, il en a conclu que l'énergie séismique développée pendant ce même laps de temps aurait été telle que si elle eût été dépensée en un instant, elle aurait produit une accélération égale à 3,4 fois celle de la gravité, résultat qui n'est que curieux.

Bien plus tard, Cancani est revenu sur la question et a proposé[1] une échelle en même temps rationnelle et empirique, en fondant celle de Mercalli pour les degrés inférieurs avec celle d'Omori pour les plus élevés et en définissant pour chacun d'eux les limites expérimentales des valeurs de l'accélération maximum en millimètres par seconde. Pour cela, il s'est appuyé sur toutes les valeurs obtenues pour cet élément dans un grand nombre de tremblements de terre d'intensités empiriques connues et il a fait les interpolations numériques nécessaires. Cette échelle de Cancani représente très bien l'ensemble des observations, et elle a cet avantage que d'un degré à l'autre, les valeurs de l'accélération varient dans un rapport simple, 2 ou 2,5. Il y aurait donc lieu de la recommander sans réserves, si son emploi n'était pas à peu près interdit aux observateurs ordinaires. Au fond, cela importe peu, puisque des descriptions détaillées de ces derniers les séismologues déduiront sans peine le degré correspondant de cette échelle mécaniquement rationnelle. Le tableau III montre l'inexactitude des estimations de Holden.

On se rendra facilement compte de la signification mécanique de l'accélération maximum correspondant aux plus violents tremblements de terre, si l'on réfléchit que, pour ces derniers, on est bien loin de la valeur de celle qui correspond à la gravité et est comprise entre 9780 et 9840 millimètres par seconde. Ces chiffres ne sont vraisemblablement jamais atteints, ce qui permet de dire que les relations où l'on parle d'objets lancés en l'air par des séismes sont apocryphes et fausses.

Pour faciliter la lecture d'un certain nombre de travaux où des

[1] Sur l'emploi d'une double échelle séismique des intensités, empirique et absolue (*C. R. de la deuxième conférence séismologique internationale de Strasbourg*, Annexe A, p. 10. Leipzig, 1904).

échelles conventionnelles particulières ont été employées, on donne ci-contre une table de correspondance.

C'est d'une façon très vague que la durée pendant laquelle un trem-

TABLEAU III

Échelle de Cancani.

Accélération en millimètres par seconde, d'après Holden.	Échelle De Rossi-Forel.	Échelle de Mercalli.	Échelle d'Omori: Degrés.	Échelle d'Omori: Accélérations en millimètres par seconde.	Échelle de Cancani: Degrés.	Échelle de Cancani: Limites de l'accélération en millimètres par seconde — de :	Échelle de Cancani: Limites de l'accélération en millimètres par seconde — à :	Échelle de Cancani: Secousse :
	I	I			I	0	2,5	Instrumentale.
20	II	II			II	2,5	5,0	Très légère.
40	III	III			III	5,0	10	Légère.
60	IV	IV			IV	10	25	Sensible ou médiocre.
80	V							
110	VI	V			V	25	50	Assez forte.
150	VII	VI			VI	50	100	Forte.
300	VIII	VII	I	300	VII	100	250	Très forte.
500	IX	VIII			VIII	250	500	Ruineuse.
			II	900	IX	500	1000	Désastreuse.
1200	X	IX	III	1200	X	1000	2500	Très désastreuse
			IV	2000				
		X	V	2500	XI	2500	5000	Catastrophe.
			VI	4000				
			VII	au delà de 4000				
					XII	5000	10000	Grande catastrophe.

blement de terre est senti par un observateur pourrait servir de critérium relativement à son intensité. Quoiqu'en général un séisme soit d'autant plus long qu'il est plus fort, cette relation n'a rien de constant. D'ailleurs, la durée apparente est le plus souvent très exagérée dans les relations : le temps pendant lequel le sol perd sa fixité paraît toujours long. On sait que les secousses séismiques se perçoivent mieux sous l'abri d'une habitation qu'en plein air, surtout à la campagne; et, dans le même ordre d'idées, Davison[1] a montré pour deux tremblements de terre récents et importants (relativement) des Iles Britanniques, que la durée apparente est notablement plus grande pour

[1] The effects of an observer's conditions on his perception of an earthquake (*Beiträge zur Geophysik*, 1906, VIII, p. 68).

TABLEAU IV

Comparaison de l'échelle de Cancani et des échelles antérieures.

Eggen. 1828	Mallet. 1857	De Rossi. 1877	Forel. 1881	De Rossi-Forel. 1883	Rockwood. 1886	Baratta. 1891	Séismologues japonais. 1892	Sadorra y Masó. 1895	Bassani. 1895	Mercalli. 1897	Oldham. 1899	Davison. 1900	Omori. 1902	Cancani 1903	Limite de l'accélération maximum par secondes en millim., d'après Cancani.	Travail en kilogrammètres par mètre carré et par seconde, d'après Bassani.
									I							0,03
	V	I	I	I	I	I			II	I		I		I	0 2,5	0,20
									III							0,70
			II													
									IV							1,40
I		II		II	II					II		II		II	2,5 5,0	
			III						V							
																3,50
						II	I	I			VI					
II		III		III					VI	III		III		III	5,0 10	8,50
III		IV	IV	IV	III	III		II	VII			IV				18
	VI									IV	V			IV	10 25	
IV		V		V				III	VIII			V				65
					IV	IV	II									
V		VI	V	VI					IX	V		VI		V	25 50	200
								IV			IV					
VI		VII	VI	VII					X	VI		VII		VI	50 100	450
					V	V						VIII				
									XI							700
	III	VIII	VII	VIII				V		VII	III		I	VII	100 250	
									XII							1000
			VIII			VI						IX				
									XIII							1500
	II	IX		IX						VIII	II			VIII	250 500	
									XIV							2500
			IX		VI	VII	III	VI					II	IX	500 1000	
									XV							3500
	I	X	X	X						IX	I		III			

1828 Egen.	1857 Mallet.	1877 De Rossi.	1881 Forel.	1883 De Rossi-Forel.	1886 Rockwood.	1891 Baratta.	1892 Séismologue Japonais.	1895 Sadorra Maso.	1895 Bassani.	1897 Mercalli.	1899 Oldham.	1900 Davison.	1902 Omori.	1903 Cancani.	Limite de l'accélération maximum par seconde en millim., d'après Cancani.	Travail en kilogrammètres par mètre carré et par seconde, d'après Bassani.
									XVI					X	1000 2500	
										0X			IV V			
														XI	2500 5000	
													VI VII			
														XII	5000 10000	

les observateurs de la ville que pour ceux de la campagne. La portion des vibrations perceptibles à l'homme est plus grande pour les premiers que pour les seconds. Ce fait est très certainement général.

TABLEAU V

Durées apparentes des séismes observés à la ville et à la campagne
(d'après Davison).

Tremblement de terre du :	MOYENNE DE LA DURÉE APPARENTE. En ville	A la campagne
24 Mars 1903. — Derby . . .	5",3	4",9
24 Avril 1905. — Doncaster .	4",9	3",8

CHAPITRE II

DIRECTION DU MOUVEMENT SÉISMIQUE.

Sommaire. Désaccord entre les observations de directions près ou loin de l'épicentre, et dans une même ville. — Anciennes méthodes pour déterminer la direction. — Le désaccord diminue un peu avec la distance croissante à l'épicentre. — Trajectoire d'une particule terrestre. — Complexité du séismogramme d'une explosion de poudrière. — Directions orthogonales prédominantes. — Spirales elliptiques du mouvement perturbé d'un pendule. — Mouvements caractéristiques divers des tremblements de terre. — Il n'y en a pas de rotatoires. — Élongation maximum du mouvement d'une particule terrestre et rose séismique d'un lieu.

La direction d'un mouvement séismique est un élément de première importance, dont la détermination semble à première vue tout à fait simple et facile, tandis que la nature réelle des choses en fait un problème à peu près indéterminé, partant insoluble. En général, s'il s'agit d'un tremblement de terre modéré, et composé d'un petit nombre d'oscillations bien définies, il semble bien à tout observateur attentif, et resté suffisamment de sang-froid, qu'il perçoit une direction parfaitement nette du mouvement ondulatoire du sol; et, le plus souvent, c'est sans aucune hésitation qu'il désignera le point de l'horizon d'où l'ébranlement lui est venu, ou celui vers lequel il se dirige. Si, interrogé, il se sent un peu plus pressé à fixer son observation, son doute ne roulera guère que sur la distinction à faire entre ces deux directions diamétralement opposées, lorsque toutefois il en éprouvera un. Cette facilité d'appréciation est toute d'apparence, et, comme l'expérience va le démontrer, ne repose sur rien de réel. D'ailleurs, elle est déjà en défaut pour toutes les secousses sussultoires, c'est-à-dire où domine le mouvement vertical, et l'on sait que presque toutes le sont au moins au plus immédiat voisinage de l'épicentre.

Faidiga[1] a donné une démonstration purement expérimentale de la véritable indétermination du problème de la direction du mouve-

[1] Das Erdbeben von Sinj am 2 Juli 1898 (*Mitth. d. Erdbebencomm. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge. 1903).

ment séismique en prenant 24 localités voisines de l'épicentre du tremblement de terre de Sinj (Dalmatie) du 2 juillet 1898, puis en figurant graphiquement les directions soi-disant observées au moyen des procédés communément employés dans ce but. La divergence

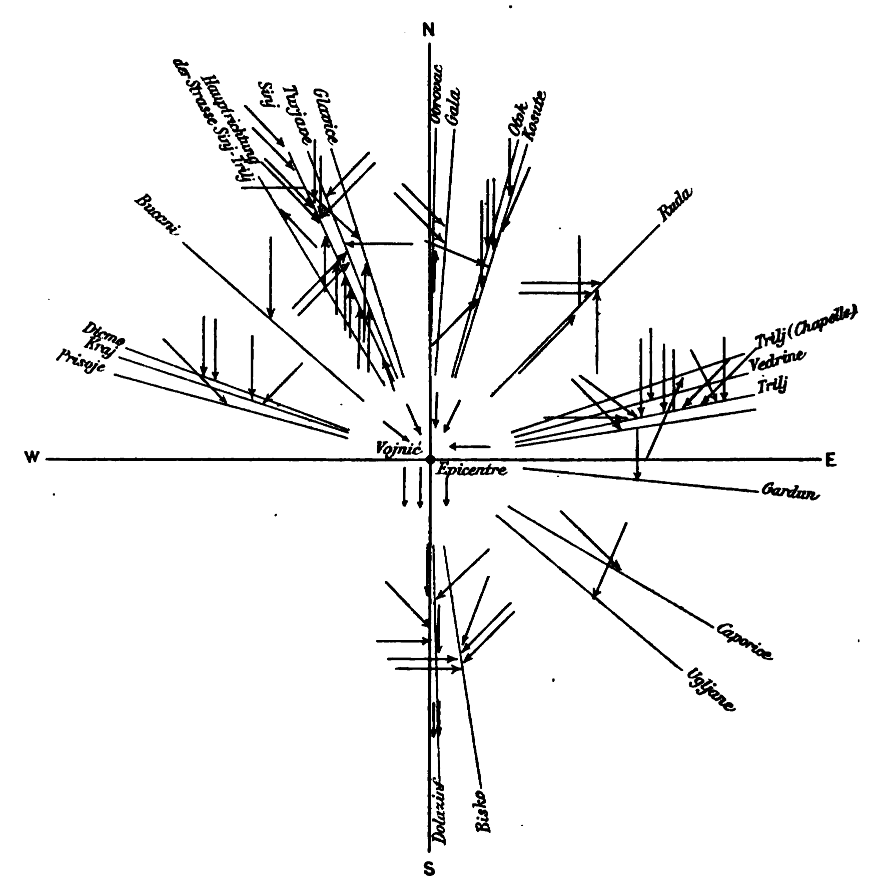


Fig. 4. — Directions observées au voisinage de Sinj lors du tremblement de terre du 2 juillet 1898 (d'après Faidiga).

dépasse de beaucoup tout ce que l'on aurait supposé, et il serait impossible de se douter que le mouvement a pris naissance en un point intérieur à toutes ces localités. A si peu de distance de l'origine, on ne saurait attribuer un résultat aussi défavorable et inattendu aux réflexions, réfractions et perturbations de toutes sortes infligées aux ondes séismiques par suite de l'hétérogénéité des couches terrestres au sein desquelles s'est effectuée leur propagation, causes perturbatrices que l'on pourrait à meilleur droit invoquer au sujet du

désaccord tout aussi grave constaté entre les directions signalées pour des localités plus éloignées de l'épicentre.

Il y a plus : dans une même ville, les observations de direction diffèrent tout autant d'observateur à observateur. Dans son étude sur

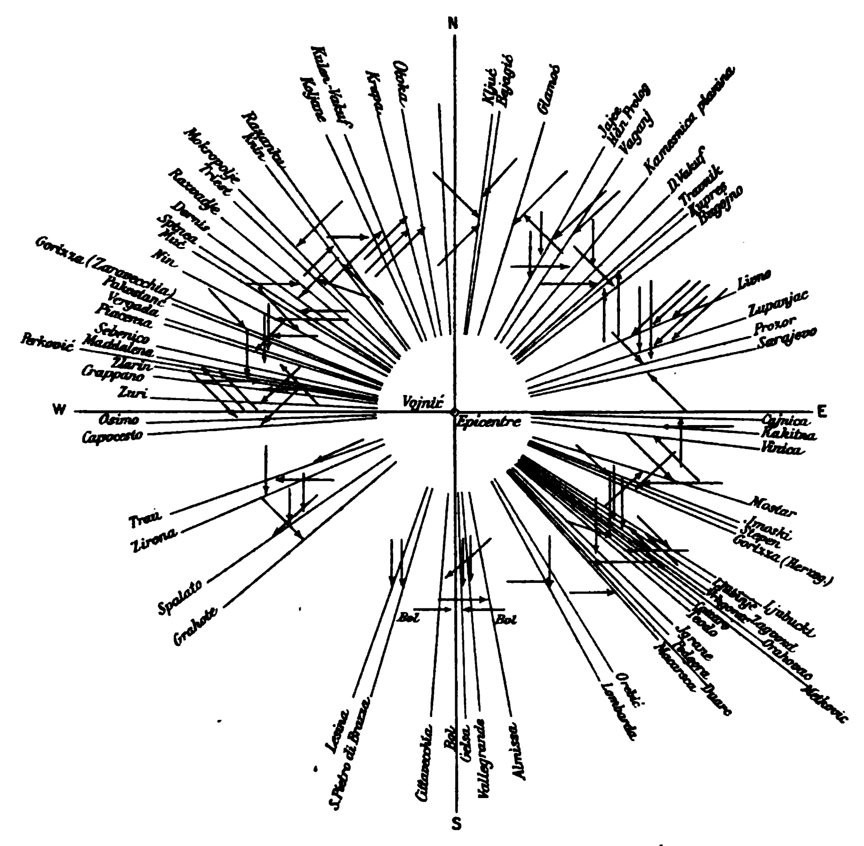


Fig. 5. — Directions observées loin de Sinj lors du tremblement de terre du 2 juillet 1898 (d'après Faidiga).

le tremblement de terre du 13 (nouv. style) février 1902 à Chemakha (Caucase), Weber[1] a figuré pour de très nombreuses localités les azimuths signalés. Tous ces graphiques montrent l'extrême divergence des appréciations ; l'un des plus probants se rapporte au village de Bolchoï Kerkentche. Ce résultat est parfaitement conforme à celui déjà signalé par Davison[2] pour la ville de Birmingham, au tremblement de terre du 17 décembre 1896.

[1] Tremblement de terre de Chemakha du 31 janvier (13 février) 1902 (*Mém. du Comité géol.*, Nelle série, Livr. 9. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] *The Hereford earthquake of december 17th 1896* (Birmingham, 1899.)

Cette indétermination pratique, ainsi bien établie par l'expérience (et l'on pourrait en multiplier les exemples), suffit à faire irrémédiablement condamner les procédés habituellement employés pour déterminer la direction du mouvement séismique. Ils consistent surtout à observer le plan dans lequel oscillent des objets suspendus, ou le vertical dans lequel sont lancés de légers objets mobiles, tels que ceux déposés sur les meubles, lorsque toutefois on veut se donner l'appui de phénomènes mécaniques en excluant les impressions fugitives des sens. Parmi les objets suspendus dont l'observation ancienne faisait grand cas pour déterminer le vertical séismique, figurent en première importance les horloges appendues aux murailles. On croyait, en effet, qu'elles s'arrêtaient surtout lorsque le plan d'oscillation de leur pendule coïncidait avec ce

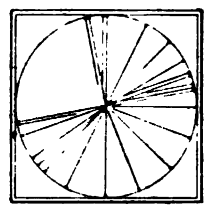


Fig. 6. — Directions observées le 13 février 1902 à Bolchoïé Kerkentcho (d'après Weber).

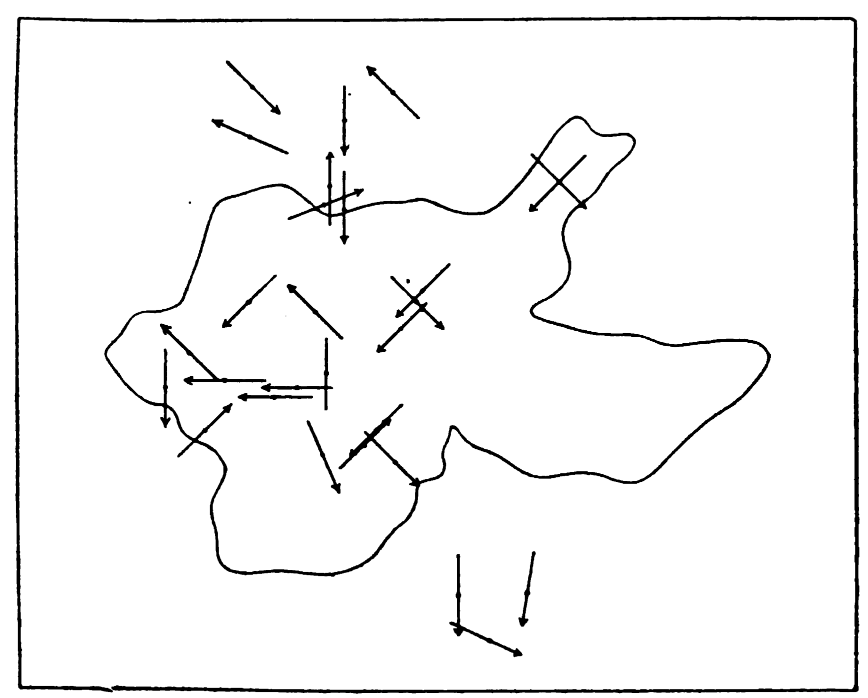


Fig. 7. — Directions observées le 17 décembre 1896 à Birmingham (d'après Davison).

plan, ou en était voisin, d'où le moyen de déterminer la direction de l'ébranlement. Or, le 16 novembre 1894, loin de l'origine du

tremblement de terre désastreux des Calabres, à Reggio, on a vu les horloges s'arrêter quel que fût leur plan d'oscillation, et cependant cette ville était seulement comprise entre les isoséistes VII et VIII, c'est-à-dire que le choc n'y était que très fort[1]. Ce moyen fait donc défaut.

L'examen des ruines causées par un grand séisme semblait capable de donner de bonnes indications après les patientes études de Mallet[2] sur le désastre de la Basilicate, du 16 décembre 1857. Depuis la publication de cet ouvrage, resté classique en séismologie pratique, on admettait, en effet, qu'un mur renversé a été abordé par l'onde destructive parallèlement à sa propre direction, tandis qu'un autre moins endommagé a dû l'être par sa tranche, ou dans un azimuth n'en différant pas beaucoup. On croyait aussi qu'un ébranlement détache des tétraèdres aux coins d'entrée et de sortie d'un édifice, s'il l'attaque parallèlement à ses diagonales. Ces moyens théoriques de déterminer la direction de l'onde séismique se sont montrés tout aussi illusoires que les précédents, ou même que l'impression personnelle des sens de l'observateur, notablement influencée, pense Forel, par l'orientation propre des murs principaux, ou de façade, de l'édifice où il se trouve au moment du tremblement de terre.

Au moyen des observations séismiques faites en Suisse de 1876 à 1880, Forel[3] a montré que non seulement les directions perçues par les observateurs sont influencées par les directions des façades des habitations dans lesquelles ils se trouvent, mais qu'encore, *neuf fois sur dix*, la direction est, pour une rue, indiquée parallèlement ou perpendiculairement à sa direction, d'où la conclusion que seules les directions signalées dans un édifice circulaire, ou en plein air, ont une réelle valeur. On ne saurait toutefois acquiescer à l'opinion de l'auteur qu'il « faut prendre une moyenne *intelligente* des diverses observations légèrement divergentes qui sont recueillies dans des maisons de diverses orientations ».

Cette influence de la position des façades a été corroborée directement par Davison[4]. Ce séismologue a cherché, pour quatre des princi-

[1] Mercalli. *I terremoti della Calabria meridionale e del Messinese* (Roma, 1896).

[2] *The first principles of observational seismology, as developed in the Report to the Royal Society of London, made by command of the Society into the interior of the Kingdom of Naples, to investigate the circumstances of the great earthquake of december, 1857* (London, 1862).

[3] Les tremblements de terre étudiés par la commission séismologique suisse, de novembre 1879 à fin décembre 1880 (*Arch. Sc. phys. nat. Genève*, 3ᵉ pér., 1881, VI p. 461).

[4] The effects of an observer's conditions on his perception of an earthquake (*Beitr zur Geophysik*, 1906, VIII, p. 68).

paux tremblements de terre récents des Iles Britanniques, comment la direction apparente du choc est influencée par le fait que l'observateur se trouve dans une habitation dont les murs sont parallèles et perpendiculaires au vertical séismique. Le tableau suivant (VI) montre que, dans ce cas, la direction signalée est beaucoup moins arbitraire qu'on ne l'a trouvée dans les graphiques précédemment donnés de Faidiga, Weber et Davison. De ce résultat, l'on ne pourrait d'ailleurs pas tirer une méthode pour déterminer le vertical séismique, puisqu'on ne sait qu'*a posteriori* quelles habitations remplissent les conditions énoncées.

TABLEAU VI

Influence de l'orientation des édifices sur la direction apparente du choc
(d'après Davison).

	TREMBLEMENT DE TERRE DU :			
	18-IX-1901. INVERNESS	19-VI-1903. CAERNARVON	21-VI-1904. LEICESTER	3-VII-1904. DERBY
Pour cent des observations de directions apparentes d'accord avec celle du vertical séismique	64	79	69	70
Écart moyen en degrés entre la direction apparente signalée et celle du vertical séismique	14°,4	4°,8	8°,6	10°,2

L'impossibilité de trouver des moyens pratiques pour déterminer la direction d'un séisme résulte encore d'observations d'un autre genre, sur lesquelles on avait cru pouvoir aussi compter. Il suffira de citer les deux suivantes, parmi un nombre considérable d'analogues que l'on pourrait recueillir dans les relations des grands désastres. A Cherrapunji, au tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 [1], les piliers de la maison Inglis se sont effondrés et leurs débris furent lancés, très régulièrement pour chacun d'eux, dans deux directions faisant entre elles un angle d'environ 60 degrés. Pour montrer que cette divergence ne dépend pas de la nature propre de cet élément de construction, il suffit de citer aussi les cheminées

[1] R. D. Oldham. Report on the great earthquake of June 12th 1897 (*Mem. of the geog. Survey of India*, XXIX. Calcutta, 1899).

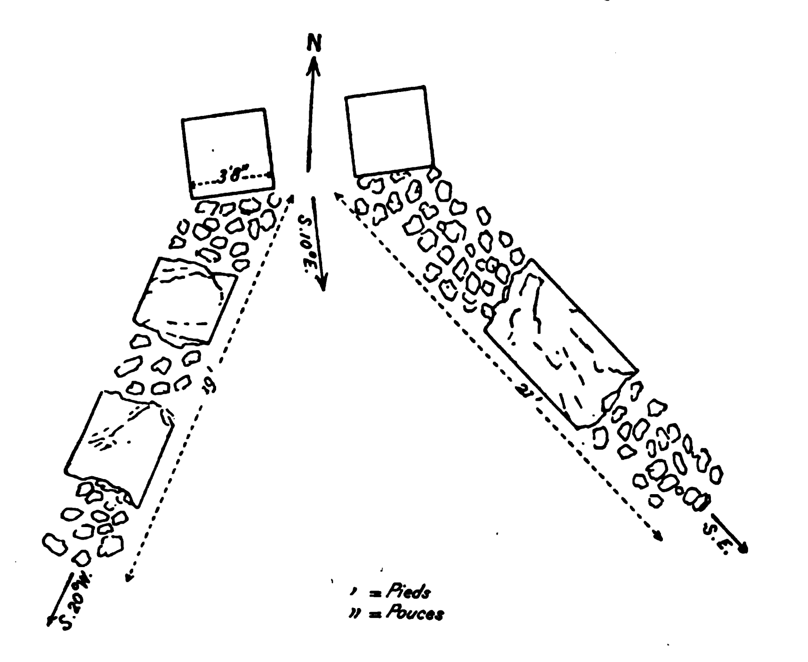


Fig. 8. — Piliers renversés en directions divergentes à Cherrapunji lors du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 (d'après Oldham).

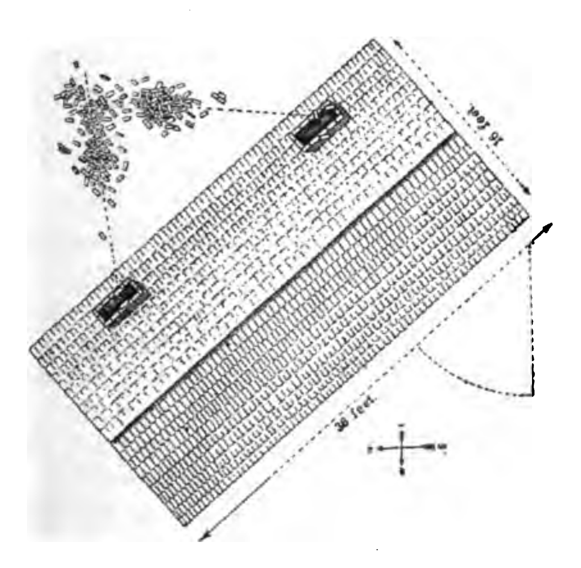


Fig. 9. — Cheminées de la maison Mac Gregg renversées en directions divergentes lors du tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886 (d'après Dutton).

projetées de la maison Mac Gregg, le 31 août 1896, près de Charleston[1]. Il semblerait cependant que des objets aussi rapprochés auraient dû subir de façon identique l'ébranlement qui les a jetés bas.

Le vertical dans lequel a été renversé un objet de dimensions verticales très grandes par rapport à ses dimensions horizontales, comme les piliers, colonnes, cheminées, etc., ne donne donc pas d'indication sérieuse sur la direction du mouvement séismique. Il est cependant des cas, en apparence très favorables, dont on pouvait espérer tirer d'utiles renseignements : c'est lorsque, dans une ville, un grand nombre d'objets semblables de cette sorte ont subi ce genre de destruction. Ainsi à Nagoya (Japon central), le 28 octobre 1891, on a pu observer la chute de 200 *Ishidoros*, colonnes de pierres de quelques mètres de hauteur, disposées en allées devant les temples et destinées à recevoir des lanternes pour les cérémonies religieuses. Voici, d'après Omori [2], le tableau de leurs plans de chute.

TABLEAU VII

Répartition des Ishidoros renversés à Nagoya (d'après Omori).

DIRECTIONS	Directions comprises entre :		Nombres d'Ishidoros renversés
N.			1
	N.	E.	36
E.			6
	E.	S.	10
S.			3
	S.	W.	119
W			15
	W.	N.	10
			200

Il en résulte bien une direction principale ou moyenne de renversement S.W.-N.E., mais elle n'a qu'une signification d'importance secondaire, puisque Nagoya est à l'intérieur de la zone pléistoséiste, qui selon toute apparence a été tout entière ébranlée en bloc par l'action tectonique, cause du tremblement de terre.

Oldham a cherché si l'inextricable diversité, suivant laquelle des éléments des constructions ruinées sont projetés, obéit à quelque loi et il a trouvé que cette diversité est, *grosso modo*, d'autant plus

[1] Dutton. The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*U. S. Geol. Survey, Ninth Ann. Rep.*, Washington, 1889).

[2] Note on the great Mino-Owari earthquake of october 28th 1891 (*Publ. of the earthquake invest. Comm. in for. lang.*, 1900, n° 4, p. 13. Tokyo).

grande dans une même ville qu'elle est plus rapprochée de l'épicentre. Ainsi le 12 juin 1897, à Cherrapunji, non loin de la région épicentrale, on a pu trouver toutes les directions possibles, tandis qu'à Calcutta, à 450 kilomètres environ, elles restaient comprises dans un angle de 60 degrés. Ainsi, à mesure que le mouvement séismique parcourt de plus grandes distances, les perturbations locales subies à son passage dans les couches superficielles s'atténuent progressivement, sans cependant se régulariser suffisamment pour que, par exemple, on ait pu affirmer à Calcutta que le tremblement de terre venait des collines de l'Assam.

Ainsi se sont évanouis, devant l'exacte observation des faits, les nombreux moyens que Mallet, donnant une forme plus pratique aux

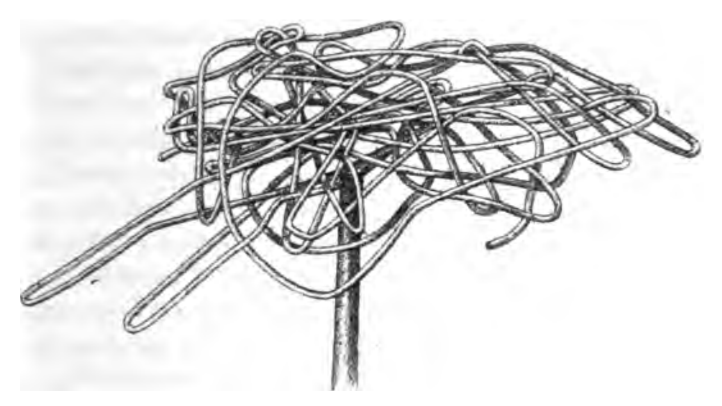


Fig. 10. — Modèle d'une partie de la trajectoire d'un point de la surface terrestre lors du tremblement de terre de Tokyo du 15 janvier 1887 (d'après Seikei Sekiya).

idées énoncées dès 1760 par Michell [1], avait étudiés pour définir la direction.

Cet échec, aussi complet qu'irrémédiable, de l'application pratique de procédés théoriquement inattaquables au point de vue mécanique doit tenir à des causes profondes et inhérentes au mouvement séismique lui-même. Elles ne sont pas difficiles à reconnaître; il n'y a pour cela qu'à se reporter au très suggestif modèle au moyen duquel Seikei Sekiya [2] a reconstitué dans l'espace la trajectoire d'une particule terrestre, pendant le tremblement de terre du 15 janvier 1887 à Tokyo. Ce séisme ne peut être rangé parmi les désastres; il n'a été

[1] Conjectures concerning the cause, and observations upon the phenomena of earthquakes : particularly of that great earthquake of the first november 1755, which proved so fatal to the city of Lisbon, and whose effects were felt as far as Africa, and more or less throughout almost all Europa (*Phil. Trans.*, 1760, V, p. 566. London).

[2] A model showing the motion of an earth particle during an earthquake (*Trans. seism soc. of Japan*, 1887, XI, p. 175).

que sévère[1], et l'on ne doit pas en faire un cas particulier. Prenant à chaque instant les valeurs des trois composantes du mouvement, suivant trois axes rectangulaires, dont un vertical, que donnaient trois pendules séismographiques d'Ewing, le savant séismologue japonais a pu reconstituer dans l'espace et matérialiser au moyen d'un fil de cuivre la trajectoire réellement parcourue par un point de la surface terrestre à Tokyo. La complication en dépasse tout ce qu'on aurait pu imaginer *a priori*, à tel point qu'il a fallu scinder en trois parties le modèle que l'on a pu admirer à l'Exposition Universelle de Paris en 1889. A la vérité, Fr.-E. Suess[2] a élevé des doutes sur l'exactitude avec laquelle le modèle de Seikei Sekiya représente le véritable mouvement de la particule terrestre au lieu d'observation; il s'appuie pour cela sur une observation de Milne qui a vu, lors du tremblement de terre du Japon central, le 28 octobre 1891, les pendules horizontaux obéir à un certain mouvement angulaire propre, ce qui ne leur permettait pas d'enregistrer sans perturbation le mouvement terrestre. Cette objection tombe du fait que le résultat de Seikei Sekiya n'est point isolé, et concorde parfaitement avec un très grand nombre de tracés séismographiques obtenus pour des tremblements de terre, même modérés, au moyen des appareils des systèmes les plus divers, par exemple celui du 1er mars 1882 à Tokyo. D'ailleurs, le modèle établi par Sekiya n'est qu'un schéma spéculatif, montrant seulement l'extrême complication du mouvement d'une particule terrestre. Il s'y introduit aussi, par surcroît, les mouvements propres du pendule séismographique, et cela, dans une mesure à peu près inconnue. Enfin, bien des séismologues font à l'existence de la composante verticale des objections graves, que l'on ne saurait passer sous silence; il nous semble cependant, comme on le verra dans la deuxième partie de cet ouvrage, qu'elles ne portent guère que sur la difficulté d'observer et de mesurer l'élément vertical bien réel du mouvement séismique.

Il importe maintenant de rechercher ce que devient, dans de semblables circonstances, la notion de direction, tant au point de vue de la vraie nature de l'ébranlement séismique qu'à celui de la valeur intrinsèque des renseignements qu'on a si souvent voulu imprudemment en tirer pour la détermination, sur la carte, de l'origine d'un tremblement de terre donné. Or, si l'on fait exploser une charge de poudre ou de dynamite à quelques mètres d'un index mobile au-dessus

[1] Seikei Sekiya. The severe earthquake of the 15th january, 1887 (*Trans. seism. Soc. of Japan*, 1887, XI, p. 79).

[2] Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 (*Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1897, LXVI, p. 593).

d'une plaque enfumée, ou recouverte de sable très fin, on le voit se mouvoir tout d'abord dans le vertical du point d'explosion, s'éloigner de ce plan, puis s'en rapprocher un certain nombre de fois, pour bientôt prendre un mouvement oblique ou transversal, qui finit par devenir tout à fait désordonné. Le mouvement initial est donc, au début, très peu influencé ou perturbé par les ondes transverses, et cette première direction est assez bien définie pour qu'à ces très faibles distances elle puisse servir à la détermination du vertical de l'origine. Mais dès que la distance augmente, si peu que ce soit, la direction initiale devient immédiatement indistincte, et les perturbations dues aux ondes transverses la font disparaître sans retour. Le 23 avril 1891, une poudrière faisait explosion aux environs de Rome et un séismométrographe Brassart, installé sur la tour du Collège Romain, enregistra sur des plaques enfumées les deux composantes horizontales du mouvement transmis par le sol avant l'arrivée des ondes atmosphériques qui brisèrent tant de vitres dans la ville et y causèrent bien d'autres dégâts. On put[1], à l'exemple de Seikei Sekiya, reconstituer la projection horizontale d'un point de la surface supérieure de la tour en question. Seule la direction initiale, presque E.-W., est bien distincte, puis, dans le diagramme obtenu, l'on reconnaît la prédominance fortement accusée de deux directions orthogonales entre elles, se rapprochant de N.E.-S.W. et de N.W.-S.E., sans compter d'autres secondaires bien moins nettement dessinées. La direction initiale de cet ébranlement artificiel n'a pas complètement disparu ; mais peu importe cette circonstance très secondaire, elle s'est par contre compliquée d'un phénomène nouveau, la présence de deux séries de mouvements perpendiculaires entre eux et comprenant l'origine dans leur angle. Comme cet effet se retrouve généralement, plus ou moins distinct, il est vrai, dans de nombreux séismogrammes correspondant à des tremblements de terre naturels, il faut en étudier la production.

Cecchi[2] a montré par des expériences directes que cette remarquable disposition résulte de l'existence d'impulsions subsidiaires, successives et différentes, venant perturber le mouvement initial. Si, en effet, un pendule, oscillant dans le plan méridien, reçoit une impulsion W.-E. au moment précis où il commence une oscillation S.-N., il se mettra à décrire une série de courbes elliptiques, d'axe N.E.-S.W., s'enveloppant les unes les autres en formant une sorte

[1] Agamennone. *La registrazione dei terremoti* (Roma, 1906).

[2] Sismografi a carte affuminate fisse (*L'elettricista*, I, N°s 3, 4, 5, Marzo, Aprile, Maggio, 1877).

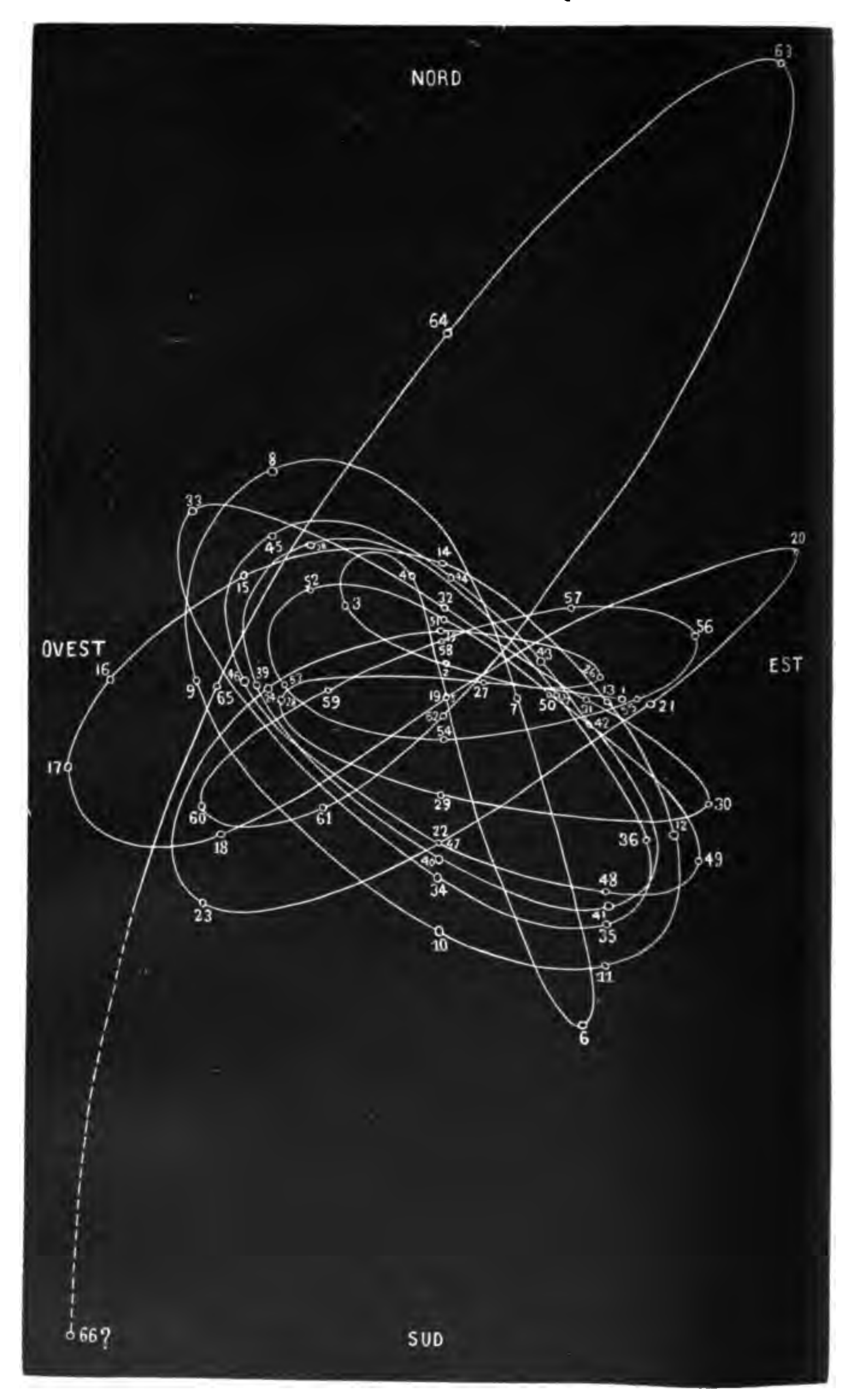


Fig. 11. — Diagramme de l'explosion de la poudrière de Rome le 23 avril 1891
(d'après Agamennone).

de spirale par suite de l'amortissement graduel du mouvement. La direction initiale et celle de l'impulsion perturbatrice sont facilement reconnaissables au début de chacune d'elles, mais ne se reproduisent plus. On obtient une figure analogue, orientée N.W.-S.E., si l'impulsion perturbatrice, toujours W.-E., est donnée au moment où le pendule repasse par sa position d'équilibre. Que maintenant on revienne au premier cas par le moyen d'une impulsion W.-E., puis qu'à un moment donné on imprime une nouvelle impulsion dans le plan méridien de l'oscillation primitive, on obtient successivement les deux spirales elliptiques orientées N.E.-S.W. et N.W.-S.E. L'existence de deux systèmes orthogonaux de mouvements se manifeste ici de la manière la plus nette et la plus instructive, puisqu'on a ainsi la représentation, simplifiée sans doute mais tout à fait suggestive, du diagramme du phénomène naturel avec ses deux directions de mouvements prédominants et perpendiculaires entre eux.

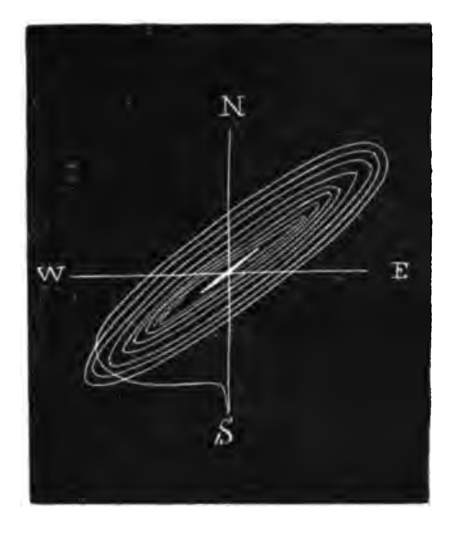


Fig. 12. — Mouvement d'un pendule oscillant dans le méridien, perturbé par une impulsion perpendiculaire au moment où il commence son oscillation (d'après Cecchi).

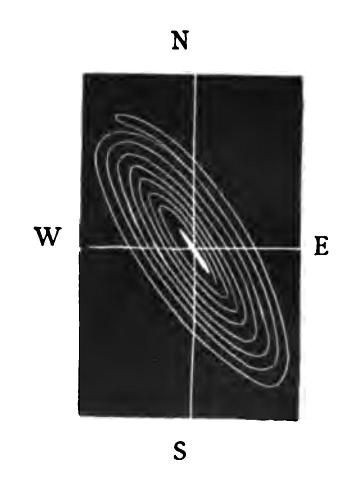


Fig. 13. — Mouvement d'une pendule oscillant dans le méridien, perturbé au moment où il passe à sa position d'équilibre (d'après Cecchi).

Dans ces expériences, le résultat obtenu doit sa simplicité à ce que l'impulsion perturbatrice a une direction en relation simple avec celle du plan d'oscillation initiale, auquel elle est perpendiculaire, ou parallèle, et aussi à ce qu'elle est produite à un instant bien défini de cette même oscillation, lorsqu'elle change de sens ou qu'elle arrive à son milieu. Dans toutes autres circonstances, les figures décrites seraient infiniment plus complexes, et ne seraient pas sans rappeler celles de

Lissajous représentant la composition des mouvements optiques. Dès lors, l'assimilation de ces expériences pendulaires avec les diagrammes des ébranlements séismiques devient complète et frappante. On est ainsi amené à penser, comme on l'a simplement suggéré antérieurement, que ces deux directions prédominantes ne sont autres que les impulsions perturbatrices dont il a été question, et qu'elles correspondent respectivement aux ondes séismiques longitudinales et transversales, se propageant avec des vitesses différentes qui sont entre elles dans le rapport théorique de 2 à 1, ainsi que l'ont démontré Wertheim[1] et tous les physiciens qui, après lui, se sont occupés de la question; ces ondes perturbent le mouvement initial avec d'autant plus de complexité qu'elles attaquent le point vibrant considéré suivant des angles sans relation définie avec la direction de son mouvement et à des moments quelconques de ses phases.

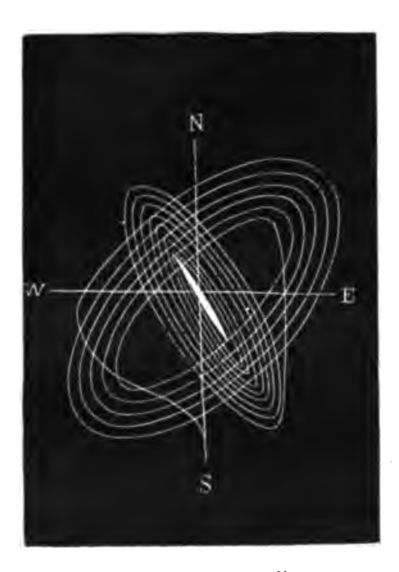


Fig. 14. — Mouvement d'un pendule oscillant dans le méridien sous l'impulsion d'un choc perpendiculaire, puis parrallèle à ce dernier (d'après Cecchi).

La trajectoire réelle se compliquera encore beaucoup du fait que, le plus souvent, l'origine d'un séisme n'est pas un point, mais bien une ligne, une surface, un volume de dimensions plus ou moins considérables, dont les différents points envoient à la particule terrestre, envisagée dans son mouvement, des ondes longitudinales et transversales qui, perturbées elles-mêmes dans leur trajet par des réflexions et des réfractions au sein d'un milieu essentiellement hétérogène, lui arrivent dans les directions les plus diverses et à tous les moments de ses phases. Toutes les combinaisons imaginables sont possibles, et ce ne sera que dans les cas les plus simples, et pour ainsi dire exceptionnels, que resteront discernables les deux directions prédominantes et orthogonales. Ainsi des expériences de pure physique, celles de Cecchi, montrent qu'un tremblement de terre ne saurait avoir de véritable direction, cela sans

[1] Sur la propagation du mouvement dans les corps solides et dans les liquides (*Ann. Chimie et Phys.*, 1851, XXXI, p. 19. Paris).

hypothèse aucune. Il y a ici parfait accord entre l'observation et la théorie.

La tectonique générale de la région ébranlée n'est pas sans influence sur la direction apparente observée. D'après Früh [1], les directions prédominantes se divisent en deux groupes d'égale importance, parallèlement et perpendiculairement aux traits géologiques et topographiques. Ainsi le long du Jura et de la Forêt-Noire, ce

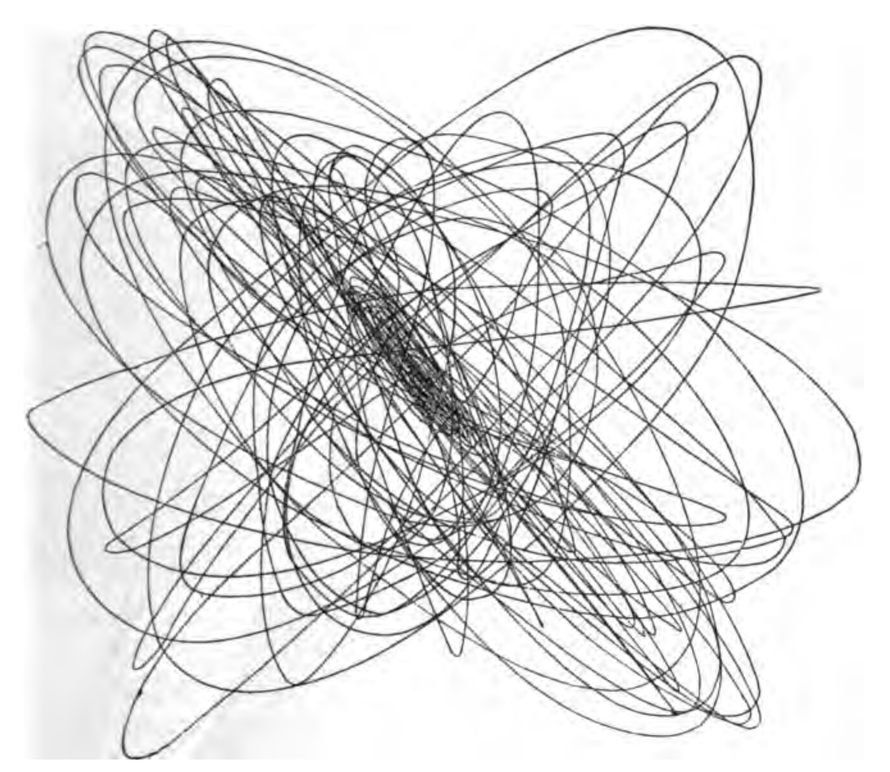


Fig. 15. — Diagramme du tremblement de terre du 15 décembre 1901 dans les Philippines (d'après le *Phil. weather Bureau*).

sont les directions N.-E.-S.W. et N.-S., respectivement, ou leurs perpendiculaires.

Dans la réalité, des séismogrammes effectivement enregistrés présentent souvent une grande analogie avec ceux des mouvements pendulaires artificiels des expériences de Cecchi. Parmi de nombreux exemples de ce genre, on citera celui du 15 décembre 1901,

[1] *Die Erdbeben der Schweiz in Jahre 1892*, nach den von der schweizerischen Erdbeben-commission gesammelten Berichten (Zürich, 1894).

obtenu à Manille pour un tremblement de terre qui ébranla presque tout l'archipel des Philippines et avait son centre dans le détroit

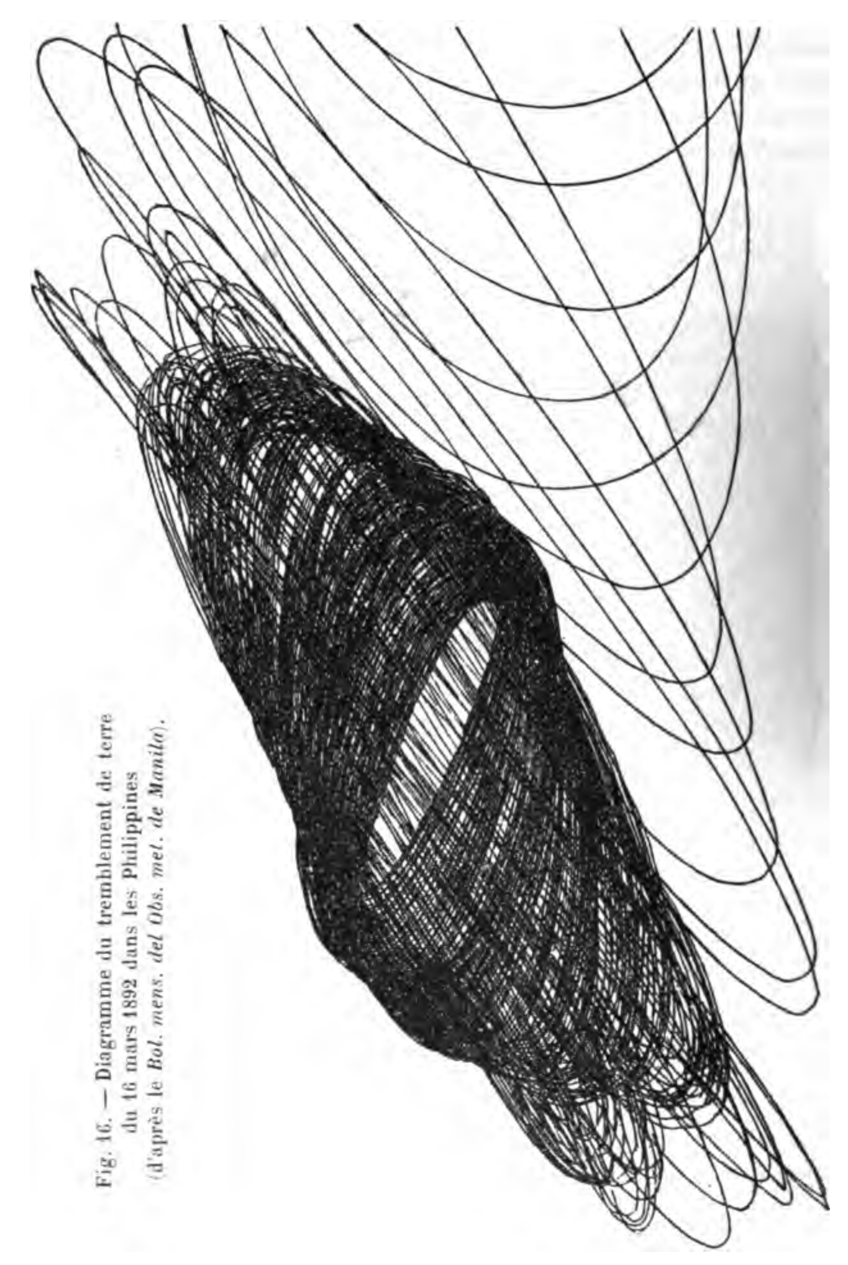


Fig. 16. — Diagramme du tremblement de terre du 16 mars 1892 dans les Philippines (d'après le *Bol. mens. del Obs. met. de Manila*).

entre Luçon et Mindoro. On y voit nettement la prédominance de deux directions N.E.-S.W. et N.W.-S.E., ce qui laisse supposer, en

se reportant à ces expériences, qu'il y a eu des impulsions séismiques perturbatrices du mouvement initial dans une direction différente. Cela résulte d'un diagramme du séismographe Vicentini.

Le séismogramme du tremblement de terre du 16 mars 1892, dont le centre se trouvait dans la province de Pangasinan, reproduisit aussi deux directions divergentes, faisant entre elles un angle très obtus, mais avec cette particularité que l'ellipse dont le grand axe était d'abord voisin de la direction N.W.-S.E. se déforma graduellement de telle sorte que ce même axe finit par se coucher sur l'autre direction voisine de N.E.-S.W., en prenant en même temps

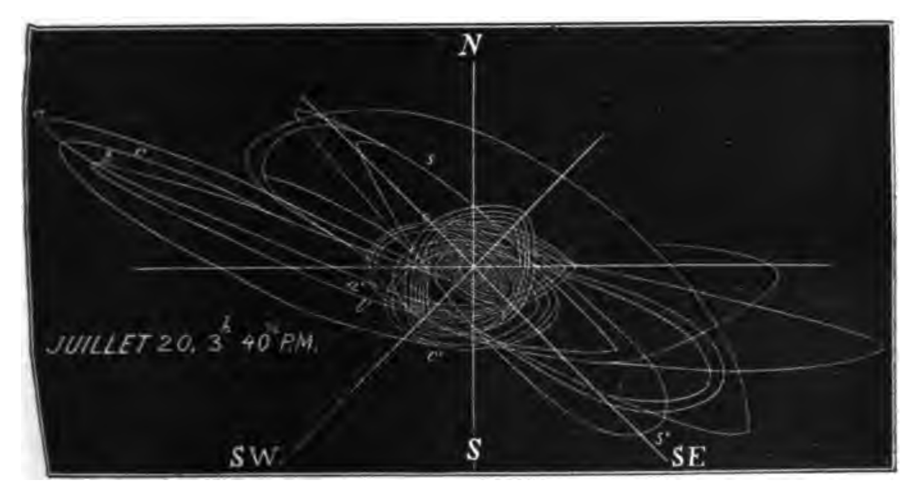


Fig. 17. — Diagramme du tremblement de terre du 20 juillet 1880 (III h. 40′ p. m.) à Manille (d'après *The American Journal of Science*).

une longueur beaucoup plus considérable. Ce très curieux tracé a été obtenu avec un séismographe Cecchi. Il est clair que cette étrange apparence d'un écheveau de fil en relief dans l'espace résulte uniquement du mouvement de translation de la plaque de l'appareil enregistreur; sans cela, toutes les ellipses se recouvriraient.

Dans tous les cas, l'influence du mouvement propre des pendules séismographiques ressort avec toute son importance sur les tracés que l'on croyait susceptibles de donner la direction du mouvement séismique. Les appareils sont aussi incapables que nos sens, ou toute autre méthode d'observation, à nous la fournir, parce qu'en réalité elle ne saurait avoir de signification réelle dans le phénomène naturel.

En ce qui concerne l'impression que les mouvements séismiques infligent aux sens de l'observateur et que celui-ci traduit par la di-

rection perçue en apparence, les tremblements de terre se divisent en trois catégories bien distinctes : horizontaux, ondulatoires ou oscillatoires; verticaux, sussultoires ou trépidatoires; enfin rotatoires. Les deux premières se définissent d'elles-mêmes, mais il n'en va pas de même pour les secousses rotatoires, car si l'on a, lors des grands désastres, la perception d'une sorte de mouvement tourbillonnaire, on se rend difficilement compte de ce que pourrait être un tel mouvement d'une portion de l'écorce terrestre sans une complète dislocation de sa surface extérieure, allant même jusqu'à son entière désagrégation. En fait, on n'a jamais observé de semblables mouvements; ils résultent de ce que les sens s'affolent pour ainsi dire sous l'effort d'impulsions se succédant très rapidement dans toutes les directions, conformément à ce qu'ont montré les diagrammes des séismes. D'ailleurs, cette notion n'a d'autre origine que le désir d'expliquer des effets de rotation imprimés à certains édicules, comme des piliers ou des colonnes, des obélisques, des monuments funéraires, etc., par les grands tremblements de terre, et l'on doit son introduction en séismologie à Sarconi [1]. Cet observateur crut ainsi expliquer la rotation de piliers, en forme d'obélisques, à la Chartreuse de San Bruno, par le tremblement de terre si désastreux des Calabres des 17 et 20 février 1783. L'étude de ces effets curieux et fréquents ressortit mieux à la troisième partie du présent ouvrage, et, comme on le verra, ils ne nécessitent point du tout un mouvement rotatoire; c'est donc une expression à bannir définitivement de la séismologie, car elle résulte d'une simple illusion des sens, incapables de se retrouver dans l'extrême complication des ébranlements qui viennent presque simultanément de tous les points de l'horizon. Les explications mécaniques qu'on en a données [2] n'ont donc plus qu'un intérêt purement historique.

Dans leurs folles divagations autour de leur position de repos, les particules terrestres s'en éloignent le plus autour d'une certaine direction, qui devient assez communément l'axe de l'ovale plus ou moins régulier enveloppant la projection horizontale de leurs trajectoires si compliquées. C'est l'élongation maximum, élément d'autant plus important à considérer dans les villes exposées aux tremblements de terre désastreux qu'il montre souvent une tendance à se répéter plusieurs fois dans le diagramme d'un même séisme. Elle

[1] *Istória dei fenómeni del tremuoto avvenuto nelle Calabrie e nel Valdemone nell anno 1783*, posta in luce della R. Accademia di scienze e belle lettere di Napoli (Napoli, 1784).

[2] Mallet. Explication of the vorticose movement assumed to accompany earthquakes (*Journ. Geol. soc. of Dublin*, 1845, III, Part II, p. 138).

joue d'ailleurs un rôle considérable dans la production des dégâts, car, plus que toute autre, elle a une action destructive sur les murs qui, lui étant perpendiculaires, auront le plus de chance d'être renversés. Si donc il existe une direction de plus grande élongation qui se manifeste le plus fréquemment dans une localité déterminée, il y aura grand intérêt à la signaler aux architectes et aux édiles pour qu'ils orientent les longs murs des édifices publics ou privés parallèlement à elle. De cette façon, l'effort de renversement se restreindra aux murs de refend, ou des pignons, qui, mieux soutenus, pourront plus facilement résister. On se donnera ainsi une certaine espérance d'atténuer quelque peu les dommages dans l'avenir. Nous avons exécuté cette recherche pour la ville d'Orizaba[1], d'après les observations de Carlos Mottl[2], où les directions signalées paraissent avoir été définies instrumentalement au moyen du mouvement initial; ce serait donc la rose séismique des directions initiales. On remarquera que la direction de fréquence maximum pointe vers le Pic volcanique d'Orizaba; c'est une indication que, sans doute, le plus grand nombre de secousses observées dans cette ville au moyen d'un séismoscope, et généralement faibles, sont d'origine volcanique.

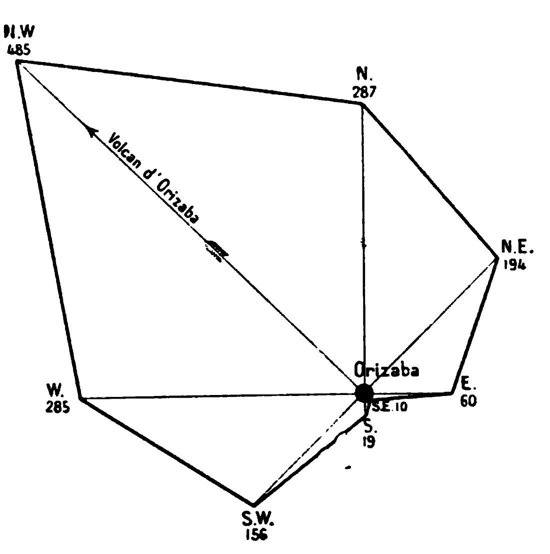


Fig. 18. — Rose séismique d'Orizaba (d'après le relevé des observations de C. Mottl de 1889 à 1895).

Omori[3] a représenté la vraie rose de l'élongation maximum pour 208 secousses ressenties à Tokyo en 1888 et en 1889. Pour 101 d'entre elles, presque la moitié, la direction cherchée était incertaine,

[1] Sur la rose séismique d'un lieu (*C. R. Ac. Sc:*, 1894, CXVIII, p. 724).

[2] Observaciones seismicas hechas en Orizaba (*Mem. Soc. cient. Antonio Alzate* México, 1887-1895).

[3] On earthquake motion (*Public. of the Earthquake invest. Comm.*, N° 41., May 1901. En japonais).

et pour les 107 autres il a trouvé un maximum de 42 pour cent dans l'azimuth E.-W. Il a, plus tard, complété ce résultat pour 431 séismes étudiés à l'observatoire météorologique central de Tokyo, ce qui lui a donné la rose séismique de cette ville.

Milne[1] pense que la direction du plus grand mouvement d'élongation est parallèle aux horizontales des strates sous-jacentes, parce que, dans ce sens, elles cèdent plus facilement à l'impulsion séismique.

Ainsi donc, c'est seulement à l'élongation maximum que se réduit, en fin de compte, la notion de direction d'un tremblement de terre, élément qui, simple illusion des sens, devrait définitivement disparaître des observations de macroséismes. La simplicité de nos conceptions à l'égard des phénomènes naturels disparaît bien vite devant leur réelle complication, et, dès que nous les étudions d'un peu plus près, nos commodes, mais grossières approximations s'évanouissent à la lumière des observations; c'en est là un des nombreux exemples que nous fournit la séismologie moderne. En raison de la nature intime du phénomène, il faut renoncer aux espérances fondées sur les séismographes pour déterminer la direction des tremblements de terre; et l'échec irrémédiable de leur emploi a été la conclusion de A. Belar[2] au sujet des tremblements de terre locaux observés à Laibach, alors que l'on pouvait se croire autorisé à penser que la proximité très grande de leur origine n'aurait pas dû laisser la direction se perdre par les perturbations infligées à distance au mouvement.

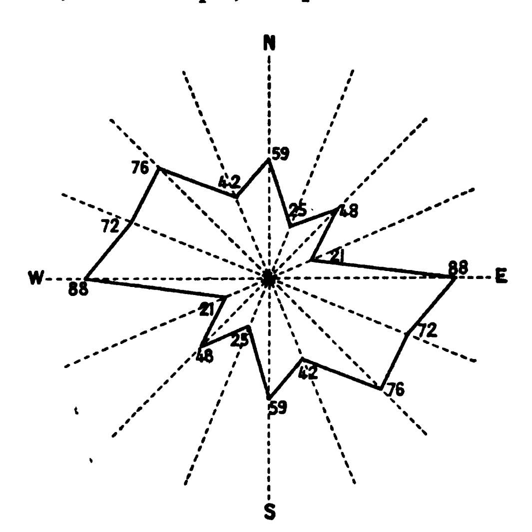


Fig. 19. — Rose séismique de Tokyo (d'après Omori).

Les renseignements sur la direction sont donc à exclure des catalogues séismiques. Il est cependant à croire qu'ils continueront longtemps encore à y figurer.

[1] *Seismology* (London, 1898, p. 93).

[2] Laibacher Beben (*Jahresberichte d. k. Staats-Oberrealschule in Laibach f. d. Schuljahr 1899-1900*).

CHAPITRE III

ÉPICENTRE ET FOYER

Sommaire : Le foyer n'est généralement pas un point. — Recherche de l'épicentre. — Impossibilité d'utiliser la direction du mouvement séismique. — Homoséistes ou Coséistes. — Méthode de von Lasaulx. — Isoséistes et aire pléistoséiste. — Recherche de l'accident géologique à rôle séismogénique. — Pendage d'une faille. — Massifs qui font ombre et régions qui font pont. — Tremblements de terre jumeaux et de relais ou sympathiques, et dédoublement des isoséistes.
Recherche du foyer. — Lignes focales de Harboe. — Conceptions nouvelles de Hobbs. — Méthode de Mallet par l'observation des crevasses des murs. — Indicatrice de Dutton. — Hodographe hyperbolique de von Seebach et conchoïdale de A. Schmidt. — Objections aux profondeurs exagérées obtenues. — Calculs de Kövesligethy et méthode d'Omori.

La détermination du foyer ou hypocentre d'un tremblement de terre et de son épicentre, c'est-à-dire du point où la verticale du foyer perce la surface terrestre, est un des problèmes capitaux de la séismologie, car de sa solution dépendront les considérations géologiques à faire intervenir relativement à la genèse du phénomène.

Malheureusement, il s'en faut de beaucoup que l'on soit arrivé à une méthode sûre ; mais peut-être que cette difficulté est insurmontable en ce sens que l'on cherche par la géométrie, ou par le calcul, un point d'où l'on suppose émané le mouvement séismique, alors qu'en réalité il s'agit d'une ligne, d'une surface, voire même d'un volume de dimensions non négligeables. Dans bien des cas, par exemple, on est fondé à penser qu'un séisme est causé par un glissement le long d'une faille ; alors l'origine est une vaste surface verticale ou plus ou moins inclinée sur l'horizon, et dont tous les points ont été en même temps le siège d'un brusque déplacement, ordinairement limité à un seul des deux compartiments de l'écorce terrestre que sépare la faille. Il n'y a pas de foyer, à proprement parler, ni par conséquent d'épicentre. Bien des accidents de ce genre présentent, en effet, des surfaces polies et brillantes, les *miroirs* des mineurs, explicables seulement par d'énergiques frottements dus très vraisemblablement à des tremblements de terre soit au moment même de la formation des accidents eux-mêmes, soit ultérieurement, lors de mouvements subséquents. Comment ne voit-on pas, dans le

cas d'un séisme de plissement, que soit par une décompression momentanée, soit lorsque tout le massif cédera sous l'effort, ce sera un solide considérable tout entier qui sera le foyer, parce que tous ses points auront été mis simultanément en mouvement? Et le phénomène pourra prendre des proportions gigantesques. Au grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897, il semble bien que toute cette vaste province ait été ébranlée et déplacée en bloc; du moins la surface épicentrale était extrêmement étendue; elle formait un immense triangle curviligne dont la base, de plus de 340 kilomètres, s'étendait en direction W.N.W.-E.S.E. de Rangpur jusqu'au-delà de Sylhet, et dont la hauteur, de 160 kilomètres, franchissant le Brahmapoutre, atteignait au moins le pied de l'Himalaya oriental. Et sur quelle profondeur? On l'ignore absolument.

C'est Neumayr [1] qui, le premier, a démontré la fausseté de la conception qui faisait considérer comme un point l'origine d'un tremblement de terre et avait conduit Mallet, ainsi qu'après lui beaucoup de séismologues, à établir des méthodes soi-disant exactes et rationnelles pour la détermination du foyer. Que dans beaucoup de cas, et tout particulièrement pour les séismes intenses et de grande aire d'action, l'origine soit un plus ou moins vaste compartiment de l'écorce terrestre déplacé tout entier, cela paraît résulter de la discussion des temps auxquels ces ébranlements semblent avoir été observés. Nous disons semblent, parce que, dans les cas les plus favorables, la simultanéité sur une grande aire épicentrale n'est guère approchée à plus d'une minute près, tant les observations de temps sont sujettes à des causes d'erreur, même dans les pays les mieux outillés en chemins de fer et en bureaux télégraphiques. On verra que la vitesse de propagation des tremblements de terre atteint plusieurs kilomètres par seconde. L'approximation du temps à une minute près permet donc de croire dans cette limite à la simultanéité de l'ébranlement si l'on s'en tient aux plus basses évaluations, car au bout de 60 secondes la perturbation séismique n'aura pas eu le temps de sortir de l'aire épicentrale lorsqu'elle est aussi étendue qu'on la rencontre dans les grands tremblements de terre. Cinq grands séismes ont été étudiés dans ce sens, et on a conclu qu'ils avaient simultanément ébranlé leurs surfaces épicentrales : ce sont ceux d'Owen's Valley (Sierra Nevada, Californie) [2] du 26 mars 1872, du Pendjab du 2 mars 1878 [3], des Grisons

[1] *Erdgeschichte* (Leipzig, 1886, I, p. 303).

[2] J. D. Whitney. The Owen's valley earthquake of march 26 th 1872 (*Overland Monthly*, Aug.-Sept. 1872, p. 273).

[3] A. B. Wynne. Notes on the earthquake in the Pundjab of march 2nd 1878 (*Journ: As. Soc. of Bengal*, 1879, XLVIII, C, p. 131. Calcutta).

du 4 juillet 1880[1] d'Agram du 9 novembre de la même année[2], et de l'Allemagne du Sud-Ouest du 22 janvier 1896[3].

Enfin la différence de temps observée au tremblement de terre de la Méditerranée orientale du 24 juillet 1870, tant à Naples au séismographe de Palmieri qu'à Athènes à la pendule astronomique de J. Schmidt[4], a été assez faible pour faire émettre par ce dernier l'opinion que si le phénomène n'avait pas été à peu près simultané partout, il en serait résulté pour la vitesse de propagation une valeur tout à fait inadmissible.

La simultanéité du choc sur de grandes étendues avait été énoncée aussi par Solaro[5], mais au moyen d'arguments plutôt théoriques qu'expérimentaux, ce qui leur enlevait beaucoup de leur valeur.

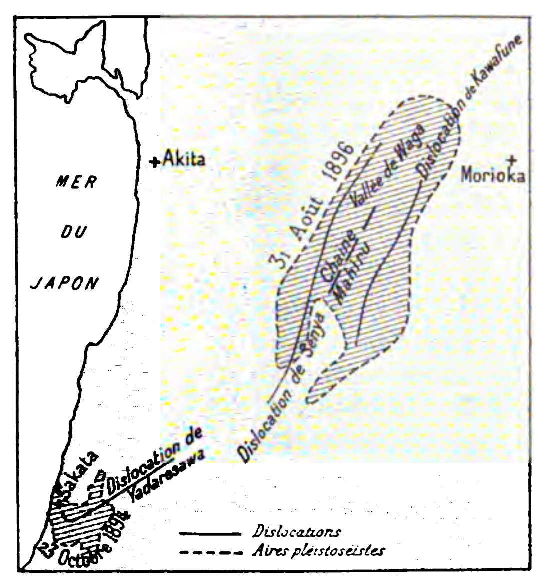


Fig. 20. — Isoséistes du tremblement de terre du 31 août 1896 dans le Honshu septentrional (d'après Yamasaki).

Certains tremblements de terre apportent pour ainsi dire en eux-mêmes la démonstration qu'une portion de l'écorce terrestre a été

[1] A. Heim. *Die schweizerischen Erdbeben vom November bis Ende 1880 nach den von Erdbebencommission gesammelten Berichten* (Bern, 1881).

[2] Wähner. Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Sitzungsber. d. k. Ak d. Wiss., Mat. nat. wiss. Cl.*, 1883, LXXXVIII, I, Wien).

[3] Gerland. Das südwestdeutsche Erdbeben vom 22. Januar 1896 (*Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1896, XXX, p. 12).

[4] *Studien über Vulkane und Erdbeben* (Leipzig, 1886. I, p. 110).

[5] Essai sur l'enchaînement des phénomènes météorologiques (*C. R. Ac. Sc.* 1872, LXXV, p. 1738).

déplacée en bloc, donc simultanément sur toute son étendue, ce qui revient à nier l'existence d'un foyer. Après celui de l'Assam dont on a parlé plus haut, et pour lequel cette conclusion n'est que plausible, il faut citer celui du 31 août 1896 dans le Honshu septentrional (Japon)[1]. Ici, l'on a vu l'aire épicentrale comprise de chaque côté de la chaîne du Mahiru-Yama, entre deux longues failles parallèles entre elles, ouvertes au moment du séisme. Il y a évidence que le massif terrestre qu'elles délimitent s'est déplacé en bloc et d'un seul coup.

C'est à tort que l'on considérerait comme une nouveauté simplement hardie la négation de l'ancienne notion de l'épicentre. Elle a pour elle la haute autorité de Suess, qui s'en est exprimé clairement dans une préface à un ouvrage récent de Hobbs, et dans des lettres particulières insérées dans ce travail remarquable au point de vue de la direction qu'il tend à imprimer aux études séismologiques. L'illustre géologue autrichien écrit : « Le temps où il suffisait de dessiner de grandes lignes elliptiques, ou circulaires, sur la surface du pays et de chercher la profondeur d'un centre par le moyen de la pente d'émergence sur des murs rompus, est heureusement passé. »

Dans ces conditions, il serait plutôt étonnant que les méthodes géométriques, ou de calcul, aient pu aboutir à des résultats dignes de confiance, puisqu'elles s'appliquent à la détermination d'un épicentre, ou d'un foyer, sans existence réelle. Les mêmes circonstances défavorables se reproduisent vraisemblablement pour la plupart des tremblements de terre d'origine tectonique, et il semble ne plus guère rester pour ces méthodes que le domaine bien restreint, et relativement peu intéressant, des chocs volcaniques, et des séismes d'effondrement par dissolution de couches profondes, pour lesquels le foyer conserve un sens en raison de ses faibles dimensions.

Avec ces restrictions, il ne sera pas inutile cependant d'exposer au moins succinctement les méthodes de recherche de l'épicentre, ou de l'hypocentre, en donnant à ces mots une signification suffisamment large, vague même. C'est qu'elles occupent encore dans la littérature séismologique une place tellement considérable qu'on ne saurait actuellement se résoudre à les exclure définitivement. On aura fréquemment l'occasion de voir, dans cet ouvrage, la fausseté de cette notion d'un centre d'ébranlement suffire à expliquer bien des contradictions ou des difficultés relatives à l'interprétation des observations. Il faudra toutefois, dans beaucoup de cas, considérer le centre

[1] Yamasaki. Das grosse japanische Erdbeben in nordlichen Honshu am 31. August 1896 (*Petermann's geogr. Mitt.*, 1900, p. 249).

d'un tremblement de terre comme représentant une approximation, ou une simplification très utile et commode, dont il serait souvent difficile de se passer.

L'épicentre est le point de la surface terrestre d'où semble émaner le tremblement de terre pour tous les points de la surface ébranlée. Il est naturellement situé sur la verticale du centre réel d'ébranlement, ou hypocentre, car c'est le point qui est le plus rapproché de celui-ci, et que, par conséquent, les ondes séismiques atteindront le premier, quelle que soit d'ailleurs la loi qui en régit la propagation. Une exacte détermination des temps auxquels le phénomène a été observé en différents points suffirait donc, théoriquement, à faire facilement connaître l'épicentre; malheureusement, il ne faut guère songer à un tel procédé, car même dans les pays les plus avancés, les horloges des gares ou des bureaux télégraphiques sont rarement réglées avec assez de soin pour que l'on puisse utiliser directement les données horaires qu'elles fournissent.

La recherche de l'épicentre doit naturellement précéder celle de l'hypocentre.

De la simple définition de ce point, d'où semble s'irradier en tous sens le mouvement séismique à la surface terrestre, résulte que si l'on déterminait la direction du mouvement observé en un certain nombre de localités tout autour de lui, leur rencontre donnerait le point cherché, ou mieux encore, ces lignes envelopperaient une surface plus ou moins étendue, qui limiterait ainsi, sur la carte, le bloc terrestre mis en mouvement par le phénomène géologique. Mais d'abord, c'est faire une hypothèse gratuite que de supposer que le mouvement superficiel apparent se propage en ligne droite, l'extrême hétérogénéité des couches terrestres s'y oppose, et c'est là une objection qui ne paraît pas avoir été jamais formulée, en dépit de sa gravité. A cela s'ajoute une autre difficulté, tout aussi peu remédiable, à savoir qu'un tremblement de terre n'a pas à proprement parler de direction, cet élément n'ayant de sens qu'à un instant précis du phénomène et variant continuellement pendant toute sa durée. Il y a bien la direction de la plus grande élongation d'une particule terrestre par rapport à sa position initiale de repos, mais outre qu'elle ne peut être déterminée qu'au moyen d'appareils enregistreurs n'existant qu'en un petit nombre de localités, elle n'a, chose plus grave, aucune relation avec la ligne qui joint la localité d'observation à l'épicentre. C'est ce qu'a montré Seikei Sekiya[1] pour 119 séismes observés à

[1] Earthquake measurements of recent years especially relating to vertical motion (*Trans. seism. soc. of. Japan*, 1888, XII, p. 83).

Tokyo, de septembre 1885 à septembre 1887, et dont l'origine était connue. Cette absence de relation résulte aussi des expériences de Cecchi, mentionnées à propos de la direction (chap. II). On ne peut donc songer, pour la détermination de l'épicentre, à utiliser cette notion de la plus grande élongation, que la nature des choses, scrutée de plus près, force à substituer à l'hypothèse plus simple, mais décidément illusoire, de la direction du mouvement séismique.

Pour un tremblement de terre central, c'est-à-dire dont le foyer est un point, cas certainement tout à fait exceptionnel pour les séismes d'intensité notable, ou n'a que des dimensions restreintes, l'épicentre se détermine facilement au moyen de ses *homoséistes,* ou *coséistes,* courbes qui sont les lieux des points où l'ébranlement est arrivé au même instant. Ce sont des cercles si les terrains secoués ont une structure et une composition uniformes tout autour de l'origine, ou ne s'éloignent pas trop de cette disposition. Cela se présentera d'ailleurs bien rarement. On n'a plus alors qu'à construire le centre d'un cercle passant par trois des points où le mouvement séismique s'est fait simultanément sentir, et c'est le point de rencontre des perpendiculaires au milieu des cordes qui les joignent deux à deux. C'est ainsi que von Lasaulx[1] a déterminé en un point situé un peu à l'Ouest de Pannescheide l'épicentre du tremblement de terre d'Herzogenrath du 22 octobre 1873, en s'appuyant sur trois déterminations de temps, qu'il considérait comme tout à fait exactes et dignes de confiance : à la mine de Kämpchen et aux gares d'Herzogenrath et de Richterich. Ce procédé, demeuré classique et bien souvent appliqué depuis, suppose de très bonnes observations de temps, ce qui restera toujours assez rare ; il faut, en outre, que les observateurs

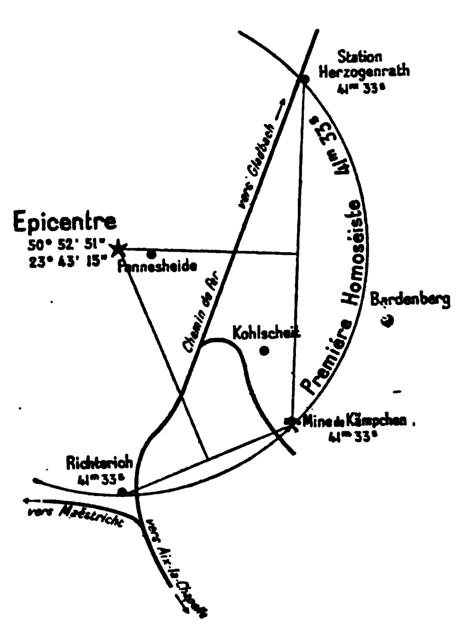


Fig. 21. — Épicentre du tremblement de terre d'Herzogenrath du 22 octobre 1873 (d'après von Lasaulx).

[1] *Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873.* Ein Beitrag zur exakten Geologie (Bonn, 1874).

aient bien conservé leur sang-froid au moment du phénomène pour ne s'occuper que de la détermination du temps aussitôt qu'ils perçoivent les premières oscillations. Toutes ces conditions sont difficiles à remplir, et, en fait, ne le sont pour ainsi dire presque jamais dans les limites d'approximation exigibles.

Si l'on a plusieurs groupes de deux points, A et A', B et B' C et C', etc., à chacun desquels le choc a été ressenti simultanément, l'épicentre se trouvera à la rencontre des perpendiculaires au milieu des segments AA', BB', CC'; mais la méthode se trouvera en défaut si ces points sont voisins d'une même ligne droite, ce qui est arrivé en particulier pour la côte du Pérou méridional, d'Iquique à Mejillones de Pica, lors du tremblement de terre avec vagues séismiques du 9 mai 1877. Aussi Milne[1] a-t-il cherché à résoudre le problème par deux méthodes, l'une géométrique, l'autre analytique, basées sur l'observation du temps d'arrivée du choc en diverses localités, et qui lui ont donné pour les coordonnées géographiques de l'épicentre des résultats concordants, par conséquent probables du fait même de cet accord. On entre là dans le domaine de la séismologie pratique; il est donc inutile de donner ici plus de détails.

Il n'est pas sans intérêt, au point de vue de l'histoire de la séismologie, de signaler que très probablement c'est un astronome, le jésuite Franz de Paula Triesnecker[2], qui a le premier cherché à déterminer l'épicentre au moyen des données de temps. Il le fit à propos du tremblement de terre qui ébranla, le 6 février 1794, l'Autriche haute et basse, la Styrie et la Bohême. Il put même constater que les ondes séismiques se propagent beaucoup plus rapidement que celles du son dans l'air, résultat fort remarquable pour l'époque, mais qui passa inaperçu malgré son importance; il était prématuré[3].

L'emploi des homoséistes, ou coséistes, est très limité puisqu'il suppose un tremblement de terre central, une constitution géologique uniforme, un relief peu accentué du terrain et enfin d'exactes déterminations de temps, toutes circonstances bien rarement réalisées ensemble. Au contraire, le problème de la recherche de l'épicentre se résout en général beaucoup mieux au moyen des isoséistes, courbes limitant sur la carte les zones de terrain où le séisme a été ressenti

[1] The peruvian earthquake of May 9th 1877 (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1880, II, p. 50).

[2] Von Radics. Sammlung der merkwürdigsten Nachrichten über das Erdbeben in Nieder- und Oberösterreich, Steiermark und Böhmen 1794, 6. Hornung *Die Erdbebenwarte*. 1906, V, p. 42). — Franz de Paula Triesnecker und das Wiener Erdbeben 1794, 6. Hornung (*Id.*, p. 131).

[3] Cf. *Magazin d. Kunst und Litt.*, 1794, II, p. 317. Wien.

avec les divers degrés d'une échelle des intensités. Ce procédé présente, en outre, l'avantage considérable d'avertir de suite de la non-existence d'un véritable centre d'ébranlement. La première zone, de plus grande intensité, *épicentrale*, *épifocale*, *pléistoséiste* ou *méso-séiste*, renferme forcément l'épicentre, ou l'accident géologique plus ou moins étendu au sein duquel le tremblement de terre a pris naissance. Si donc elle n'est pas trop étendue, et si sa forme est plus ou moins vaguement circulaire, elliptique même ou ovale, sans être trop allongée, ce qui d'ailleurs est assez fréquent du moins pour les tremblements de terre d'intensité modérée, son centre approximatif ne pourra pas différer sensiblement de l'épicentre cherché. Une grande extension de cette zone sera, au contraire, l'indice qu'il n'y a pas eu à proprement parler d'épicentre, c'est-à-dire que le tremblement de terre a consisté en un mouvement en bloc d'un compartiment terrestre de vastes dimensions. Ce fut le cas du grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 et de beaucoup d'autres aussi célèbres.

On se rend bien vite compte de l'extrême importance que présente le tracé des isoséistes quant aux renseignements que ces courbes peuvent donner sur la genèse du tremblement de terre. Si l'aire pléistoséiste se rapproche suffisamment d'un ovale ou d'une ellipse franche, cela peut tenir à deux causes : soit par leur agencement entre elles, soit par leur composition et leur structure, les roches traversées laissent mieux se propager les ondes séismiques dans une direction que dans les autres, ou bien le grand axe de l'ovale coïncide avec quelque accident géologique au sein duquel une perturbation d'origine tectonique ou orogénique aura, précisément, donné lieu au tremblement de terre. Il est certain qu'il sera souvent très délicat de décider dans un sens ou dans l'autre, et d'ailleurs, les deux causes peuvent simultanément intervenir pour donner sa forme à l'aire pléistoséiste. Mais si l'accident est notable et bien défini, la seconde interprétation s'imposera dans la plupart des cas et permettra d'assigner, sans hypothèse, un rôle séismogénique à l'accident, conclusion qui est le véritable but des recherches sur un séisme donné.

Le doute sera d'autant moins de mise que cette aire sera plus allongée, de part et d'autre de l'accident. Un exemple éminemment instructif est celui du tremblement de terre du 19 juin 1903 dans le Caernarvon et l'île d'Anglesey[1]. Sa première isoséiste, du degré VII,

[1] Davison. The Caernarvon earthquake of june 19th 1903 (*Quart. Journ. geol. soc.*, LX, p. 233. London, 1903)

était un ovale très allongé dont l'axe coïncidait à peu de chose près avec le littoral. Parallèlement au détroit de Bangor, et à peu de distance, se montre d'Aber à Dinlle, une faille du Silurien sur 14 milles de longueur avec un rejet atteignant de 4000 à 5000 pieds à Pentir, c'est-à-dire près de son milieu. Cet accident considérable est en prolongement du littoral du Sud. Il semble donc probable, en raison même de la forme de l'isoséiste qui s'étend largement vers le S.W., que lui aussi se prolonge sous la mer et qu'il est intimement lié au tremblement de terre. Cette hypothèse, à la vérité, déjà fort plausible, se trouve encore justifiée par le fait que le même jour, une heure environ après le séisme, une autre secousse, du degré III, s'est fait sentir et avait l'axe de ses isoséistes en parfaite coïncidence avec la partie émergée et connue de la faille.

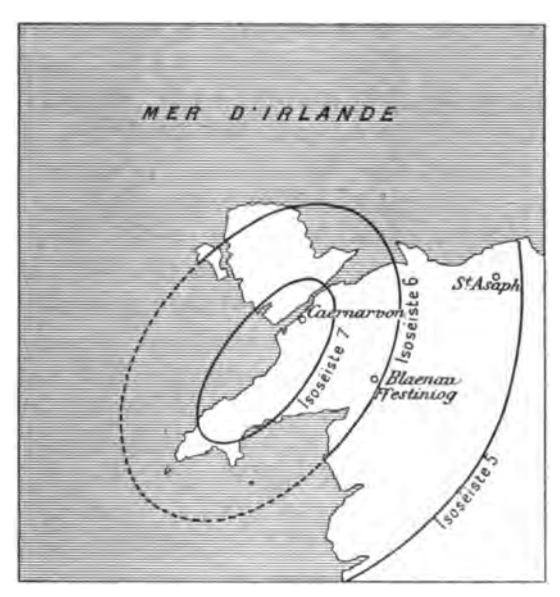


Fig. 22. — Aire pléistoséiste du tremblement de terre du Caernarvon du 19 juin 1903 (d'après Davison).

Si la disposition des isoséistes autour d'un accident connu suffit à confirmer son rôle séismogénique, la façon dont elles se resserrent ou se desserrent de part et d'autre donne, au moins théoriquement, le moyen de déterminer le côté de son pendage, ainsi que l'a montré Davison [1]. Ce séismologue a donné la règle suivante : en partant de la faille et en marchant du côté de son pendage, les isoséistes successives sont d'abord plus éloignées, puis plus resserrées que du côté opposé. Il y a tellement de chances de voir l'hétérogénéité des couches terrestres suffire à masquer ce curieux résultat qu'il est inutile d'en reproduire la démonstration géométrique. Il sera bien rarement vérifiable. Ce n'est ici que de la théorie pure.

C'est aussi Davison qui considère l'intensité séismique comme

[1] *The Hereford earthquake of december 17th 1896* (Birmingham, 1899.)

devant être nulle le long du plan de faille, sous le prétexte que les particules de la surface de séparation entre les deux compartiments disloqués se meuvent initialement en sens inverse suivant qu'elles appartiennent à l'un ou à l'autre. Les ondes séismiques doivent donc interférer totalement entre elles le long de cette surface. Simple vue de l'esprit, que la complexité véritable du phénomène n'a jamais permis de vérifier dans la plus faible mesure, à moins que l'on veuille tenir pour exacte l'interprétation donnée par le même séismologue[1] aux circonstances qui se seraient présentées, au moins en apparence, au tremblement de terre d'Écosse du 28 octobre 1880. Ce séisme n'a pas été signalé par les gardiens de cinq phares voisins du prolongement sous la mer d'Irlande de la faille du Great Glen, et cependant Stevenson[2] en place l'épicentre sur le dit prolongement. Mais la perception d'un tremblement de terre est soumise à trop d'aléas pour que l'on puisse faire état de ces observations purement négatives. Il faudrait avoir bien d'autres exemples de ce genre pour faire admettre l'opinion de Davison qu'il faut considérer comme une simple et curieuse spéculation. A plus forte raison n'y a-t-il pas lieu de tenir compte de l'exemple donné par Davison à l'appui de sa théorie, d'une maison qui, à Radicena, a été épargnée en février 1783 au milieu de beaucoup d'autres renversées. Des différences d'assiette et de mode de construction suffisent largement à expliquer ces particularités, qui se remarquent à l'occasion de tous les désastres séismiques.

La forme des isoséistes successives se modifie considérablement à la rencontre des massifs montagneux résistants, et même des racines d'anciennes chaînes arasées. En deçà, par rapport à l'origine, elles se resserrent, puis elles se dilatent au delà de l'obstacle; quelquefois même elles ne peuvent le franchir. Dans ce dernier cas, le massif *fait ombre*. D'autres fois, des portions de surface terrestre sont respectées par le mouvement séismique en pleine zone ébranlée; elles *font pont*, disent les Hispano-Américains. Il s'agit là de phénomènes subsidiaires de propagation, sans importance relativement à la genèse du tremblement de terre, et que suffisent à expliquer la disposition et la constitution des roches traversées par l'ébranlement. Il arrive que des portions de surface montrent cette immunité d'une façon à peu près constante, de sorte que leur connaissance est fort utile à acquérir dans les villes souvent dévastées.

[1] On the existence of undisturbed spots in earthquake-shaken areas (*Proc. Birmingham phil. soc.*, V, part I, p. 57).

[2] The earthquake of november 28th 1880 in Scotland and Ireland (*Edinburgh Roy. soc. Proc.*, 1881, XI, p. 176).

L'aire pléistoséiste peut se dédoubler, et même se diviser en un plus grand nombre de parties : ce sont les tremblements de terre jumeaux de Davison [1], étudiés dans la *Géographie séismologique* (p. 132) à propos du désastre de Charleston du 31 août 1886. Ils constituent seulement un cas particulier des tremblements de terre dits de relais, lorsque ces derniers émanent d'origines très rappro-

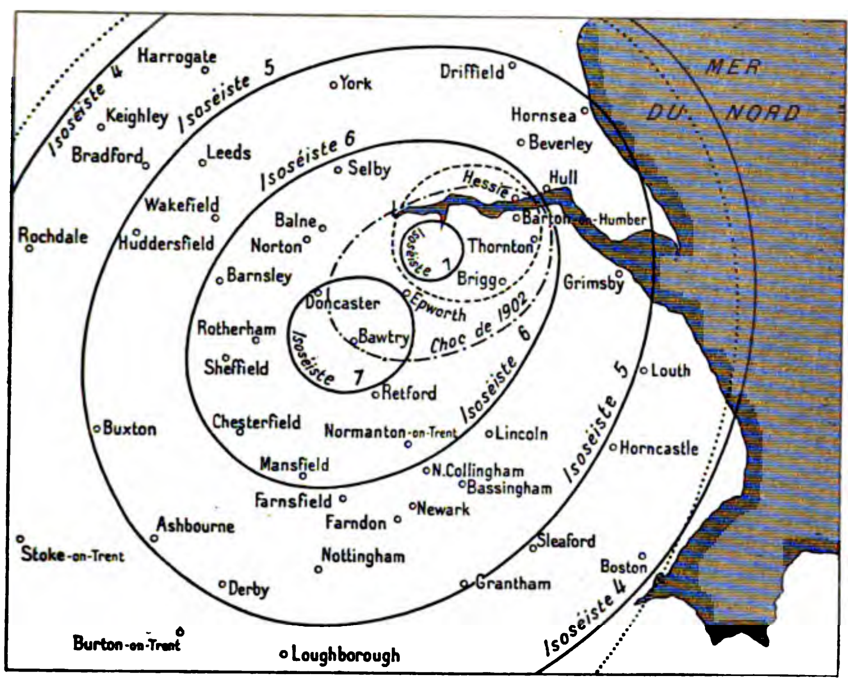


Fig. 23. — Isoséistes des tremblements de terre jumeaux du 23 avril 1905 à Doncaster (d'après Davison).

chées et éclatent à très peu d'intervalle de temps, ou même à peu près simultanément. Les uns et les autres peuvent résulter de circonstances diverses : le dédoublement de l'aire pléistoséiste peut n'être qu'apparent et tenir à ces perturbations locales dans la propagation du mouvement; il arrive aussi que l'ébranlement séismique initial, venant à déranger une autre partie de l'accident géologique au sein duquel il s'est produit, donnera presque simultanément lieu au séisme jumeau; enfin, ce même effet peut affecter un autre accident situé plus ou moins loin, et dont l'état d'équilibre instable n'attend plus qu'une poussée minime pour être perturbé sous forme

[1] Twin-earthquakes (*Quart. Journ. of the geol. soc.*, 1905, LXI, p. 18).

du *tremblement de terre de relais* des séismologues allemands [1] et auquel les Anglais donnent le nom de *sympathique*. Il a été fait le plus abusif usage des tremblements de terre de relais et l'on voit, à la suite des grands désastres, attribuer au mouvement séismique déchaîné à la surface terrestre tous les chocs observés longtemps après et dans les lieux les plus éloignés du globe. C'est, d'ailleurs, bien rarement que l'on a pris la peine de démontrer ce véritable rôle

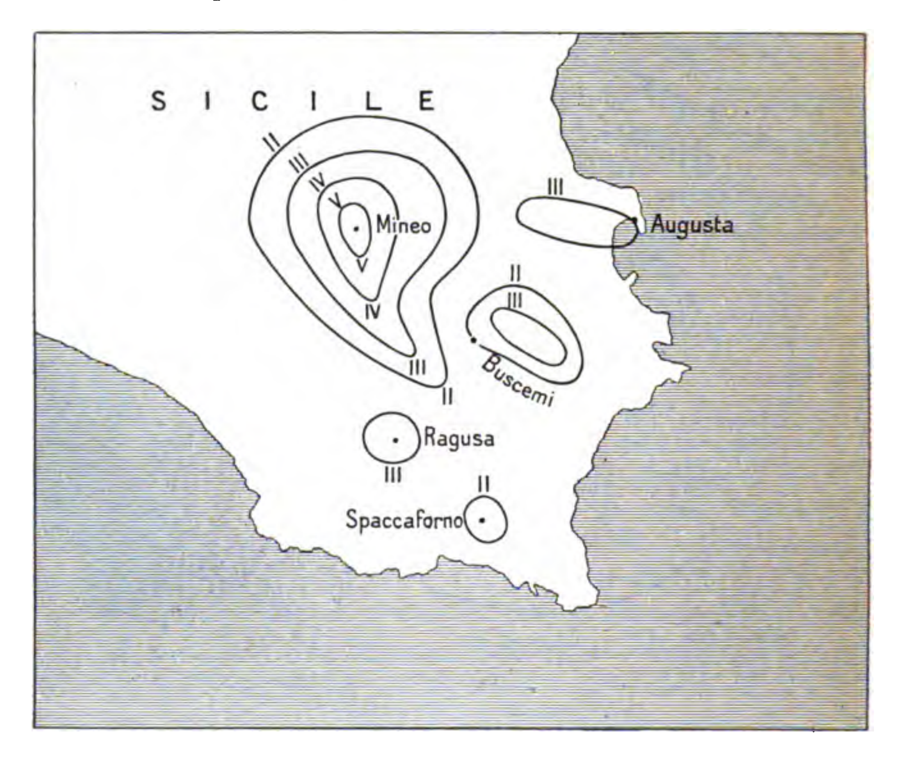


Fig. 24. — Tremblement de terre polycentrique de Mineo du 26 août 1904. (d'après Arcidiacono).

pour des tremblements de terre rapprochés du principal dans le temps et dans l'espace.

Davison attache une très grande importance aux tremblements de terre jumeaux, comme pouvant servir à expliquer bien des particularités du mouvement séismique, considéré jusqu'à présent comme correspondant à une impulsion unique. Si, d'après lui, un vingtième seulement des 160 secousses ressenties en Angleterre de

[1] Von Lasaulx. Die Erdbeben (*Kenngotts Handwörterbuch d. Miner. Geol. Paleont.*, I, p. 364, Breslau, 1885).

1889 à 1904 présentent ce caractère, il observe judicieusement que 5 étaient dans ce cas sur les 7 dont l'aire d'ébranlement dépassait 10000 milles carrés, ainsi que les 4 plus forts des 21 dernières années. Ce serait une indication que les séismes importants résultent d'actions multiples au sein d'un même accident géologique, suggestion fort plausible dans bien des cas et qui est susceptible d'être ramenée à la manière de voir que Hobbs a tirée de la pure observation des faits au tremblement de terre du 8 septembre 1905 en Calabre, comme on l'a vu plus haut. En tout cas cette manière de voir de Davison a été peu suivie, quoique quelques auteurs[1] s'y soient ralliés, et l'on peut être certain que cette interprétation des faits est inadmissible lorsque des tremblements de terre présentent, si l'on en croit le tracé des isoséistes, jusqu'à cinq centres différents, comme celui de Mineo (Sicile) du 26 août 1904, décrit par Arcidiacono[2]. Cette extraordinaire disposition des isoséistes nous semble conduire, au contraire, à cette interprétation, qu'un voussoir terrestre a été mis en mouvement simultanément et en bloc, ce qui confirmerait d'une manière tout à fait inattendue les observations du géologue américain.

Un cas où le dédoublement des isoséistes a été fort instructif quant à la genèse du tremblement de terre est celui du désastre de Kangra, au pied de l'Himalaya, le 4 avril 1905. D'après Middlemiss[3], l'isoséiste VIII, la troisième, s'est dédoublée autour de Mussoorie et de Kangra en deux ovales correspondant exactement à deux renflements de la ligne de séparation entre la bordure tertiaire du pied de l'Himalaya et les roches anciennes de la chaîne. Or les deux vallées de Kangra et de Dehra-Dun présentent, surtout la première, des pentes beaucoup plus considérables que les autres vallées de la région. L'effet de la dénudation y a donc surpassé la moyenne et les deux fonds de vallée ont été surchargés par les alluvions. Cette perturbation dans l'équilibre des couches a été suffisante à la longue, pense le savant « superintendant » du *Geological Survey* de l'Inde, pour avoir déterminé le tremblement de terre avec l'intensité X autour de Kangra, où ces circonstances sont plus accentuées, et seulement avec celle du degré VIII autour de Dehra-Dun. Ici le dédoublement de l'épicentre, ou mieux des isoséistes, ne serait plus un simple phéno-

[1] Martinelli. Riassunto di uno studio del Prof. G. Davison sui « terremoti gemelli » (*Boll. soc. sism. ital.*, 1906, XI, p. 78).

[2] Il terremoto del Mineo del 26 agosto 1904 (*Id.*, 1906, XI, p. 68).

[3] Preliminary account of the Kangra earthquake of the 4th april 1905 (*Records of the geol. Survey of India*, 1905, XXXII, part IV, p. 258. Calcutta).

mène secondaire de propagation des ondes séismiques, il se montrerait en intime relation avec la cause même du séisme. Il est toutefois juste de noter que Middlemiss fait toutes les réserves nécessaires sur ces intéressantes suggestions, qu'il considère comme seulement provisoires encore.

La conception des tremblements de terre jumeaux, pour intéressante qu'elle soit, doit être utilisée avec la plus grande prudence

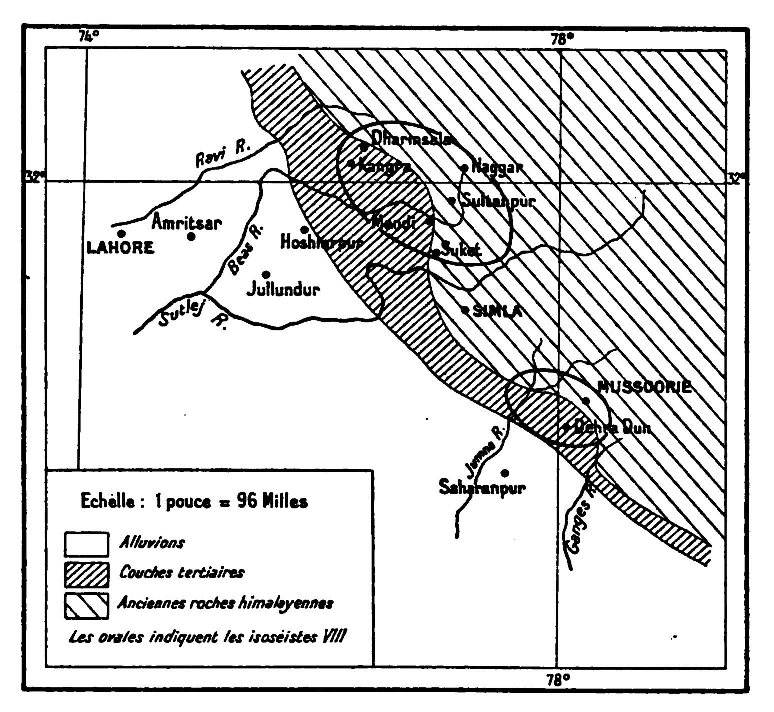


Fig. 25. — Dédoublement de la troisième isoséiste du tremblement de terre de Kangra du 4 avril 1905 (d'après Middlemiss).

et, pensons-nous, seulement dans les cas où l'on ne peut trouver dans les conditions géologiques du substratum l'explication des particularités des premières isoséistes lorsqu'elles se dédoublent. Dans cet ordre d'idées, il est peu de tremblements de terre qui aient, mieux que celui du 12 mars 1903 dans l'Altaï, montré la puissante influence de la constitution géologique et tectonique d'une région sur la forme, non seulement de la région épicentrale, mais encore sur celle des isoséistes. L'on aurait pu se contenter de le considérer comme résultant de séismes jumeaux, mais combien mieux se rattachent à la véritable réalité des faits les conclusions tirées par Voz-

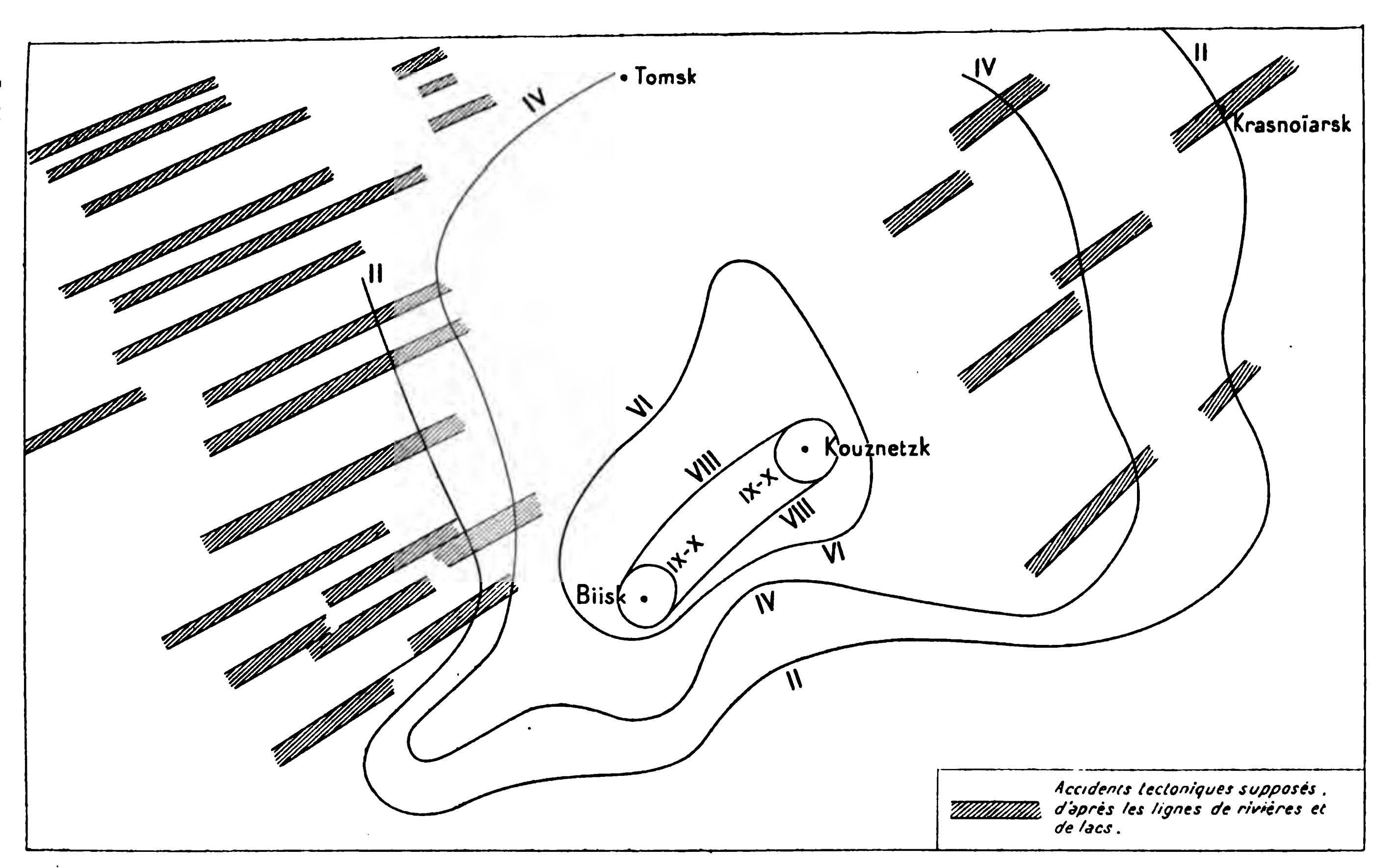


Fig. 26. — Isoséistes du tremblement de terre de l'Altaï du 12 mars 1903 (d'après Voznessensky).

nessensky [1] à son sujet! Elles sont trop suggestives pour ne pas être exposées ici.

La région épicentrale (degré IX-X) se compose de deux petites aires circulaires centrées autour de Biisk et de Kouznetzk, deux foyers bien connus d'instabilité de la grande plaine sibérienne occidentale au Nord de l'Altaï. Ces deux villes sont à une distance de plus de 200 kilomètres, ce qui dépasse de beaucoup ce que l'on peut admettre pour des tremblements de terre jumeaux. Il a donc fallu trouver autre chose. L'intervalle compris entre Biisk et Kouznetzk correspond à une étroite zone S.W.-N.E., où l'intensité n'a pas dépassé le degré VIII, tandis que l'isoséiste VI, très exactement déterminée au moyen d'un grand nombre de bonnes observations, a pris une forme arrondie à ses sommets. On pourrait la considérer comme résultant de deux ellipses dont les grands axes seraient presque perpendiculaires l'un à l'autre; mais Voznessensky ne s'arrête guère à cette interprétation, qui conduirait à admettre un mouvement simultané dans deux systèmes d'accidents tectoniques. Il a parfaitement raison, parce que l'un des deux systèmes a seul une existence prouvée, celui qui correspond à l'axe S.W.-N.E. de l'isoséiste elliptique autour de Biisk. La disposition des isoséistes suivantes a, au contraire, conduit le savant russe à l'interprétation rationnelle des faits. En effet, ces isoséistes très rapprochées les unes des autres vers le S.W. et fort éloignées vers le N.E., montrent une plus grande facilité de propagation du mouvement séismique dans cette dernière direction, qui est en même temps celle de longues parties du tracé d'un très grand nombre de cours d'eau. Cela se manifeste de la manière la plus accentuée dans les steppes de Baraba et de Kouloundine où plus de 22 lignes de cours d'eau et de lacs rectilignes épousent cette direction, comprise entre N. 60°. E. et N. 56°. E. sur des distances dépassant 100 kilomètres. Cette remarquable disposition a été comparée par Middendorf [2] à celle des « Åsar » de la Finlande et de la Suède, et elle accuse, peut-être, un ancien plissement [3]. Ainsi la genèse du tremblement de terre se montre en évidente et

[1] *Bull. séismique de l'observatoire magnétique et météorologique d'Irkoutsk* (N° 4, 1903. Saint-Pétersbourg, 1905. En russe; résumé en français).

[2] *Die Baraba Steppe in Sibirien in natur-historischer Hinsicht* (Saint-Pétersbourg, 1870).

[3] D'après Tanfiljew (*Travaux Section Géol. du Cabinet de S. M.*, Saint-Pétersbourg, V, 1902, p. 59), ce parallélisme des vallées, dans la Steppe de Baraba, où n'affleurent que des dépôts superficiels, serait en rapport avec le mode d'écoulement des eaux fluviales à l'époque glaciaire : on ne devrait donc pas y chercher un reflet des conditions tectoniques du sous-sol. — Sur la structure de la région de Kouznetzk, voir aussi Ed. Suess, *La Face de la Terre*, trad. Emm. de Margerie, III, 1re partie, p. 192, 197 et la carte (pl. III), à la fin du volume.

directe relation avec ce processus tectonique, puisque l'étroite zone épicentrale entre Biisk et Kouznetzk prend cette même direction sur une longue distance de plus de 200 kilomètres et que c'est aussi celle de plus facile propagation. On doit donc admettre que l'ancien plissement a été revivifié entre ces deux points, ce qui rend bien compte de toutes les circonstances de faits. Que reste-t-il ici de la notion d'épicentres, jumeaux ou non? Rien évidemment!

La connaissance de l'épicentre est assurément de grande importance, mais celle de l'origine profonde, en un mot du foyer ou hypocentre, l'est encore plus, car si on la possède dans un cas particulier, on sera bien près de connaître aussi la cause du mouvement séismique qui en est émané, à supposer connue la constitution géologique des couches voisines. Aussi Fouqué[1] a-t-il pu dire : « Si on pouvait le trancher sûrement [le problème], on ferait faire un tel progrès à la connaissance des phénomènes séismiques, qu'on serait en droit de se croire à la veille de pénétrer la nature intime des mystérieux agents qui en sont les instigateurs. » Malheureusement, la détermination de l'hypocentre est encore beaucoup plus délicate que celle déjà bien ardue de l'épicentre, et l'on peut dire qu'il n'existe pas encore de méthode certaine et sur laquelle on puisse véritablement compter pour la solution de ce problème capital. Aussi verra-t-on plus loin les évaluations calculées osciller entre des limites que leur intervalle même doit suffire à faire considérer comme radicalement erronées.

Avec un foyer d'ébranlement placé au centre de la terre, il n'y aurait pas d'isoséistes, et le tremblement de terre serait partout ressenti avec une intensité uniforme; situé à la surface même, l'intensité décroîtrait tout autour en raison inverse du carré de la distance, au moins grossièrement, à cause de l'hétérogénéité et de l'état variable de dislocation des couches. Le premier cas ne se présente pas, et, selon toute apparence, le second bien rarement, sinon jamais; c'est-à-dire qu'on a affaire à des cas intermédiaires, se rapprochant toutefois infiniment plus du second. Les distances mutuelles des isoséistes successives dépendent de la profondeur du foyer suivant une loi que l'on pourrait chercher analytiquement, mais dont la connaissance, permettant la recherche ultérieure de la profondeur du foyer, n'en serait pas moins illusoire tant qu'on n'aura pas adopté une échelle mécaniquement rationnelle, et en même temps pratique, des intensités; il faut donc, à ce point de vue, s'en tenir à une indi-

[1] *Les tremblements de terre*, Paris, 1888, p. 8.4.

cation par simple estime. Prenant par exemple deux grands tremblements de terre d'un même pays, l'Inde, ceux de l'Assam du 12 juin 1897 et du 4 avril 1905 au pied de l'Himalaya occidental, on voit leurs isoséistes affecter des allures tout à fait distinctes : pour le premier, une aire épicentrale d'énorme étendue et tout autour une lente décroissance de l'intensité ; pour le second, au contraire, la surface épicentrale est très restreinte et les premières isoséistes très res-

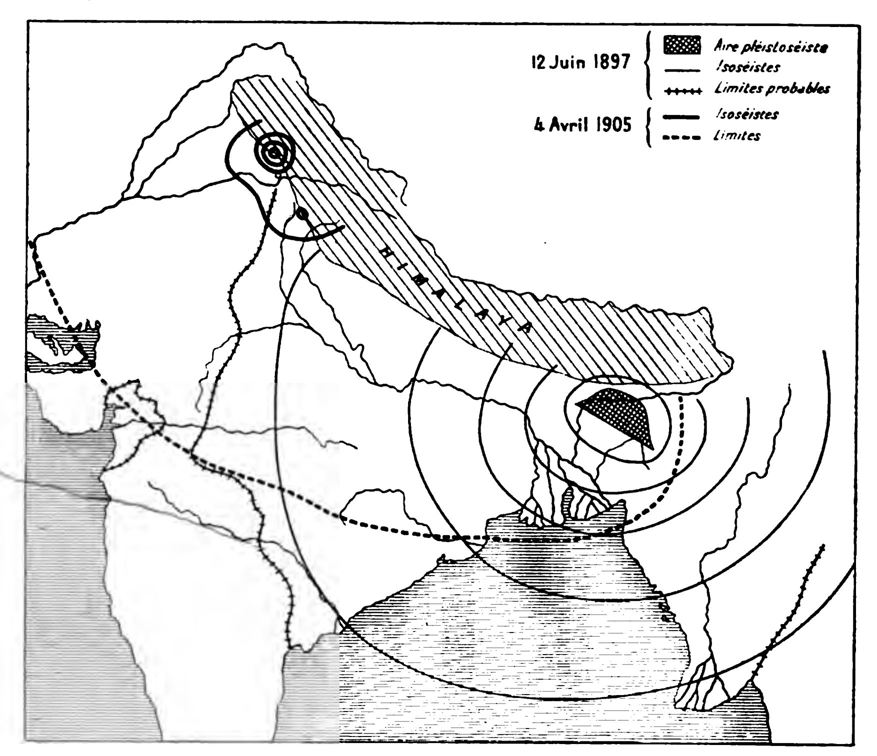


Fig. 27. — Isoséistes des tremblements de terre de l'Inde du 12 juin 1897 et du 4 avril 1905 (d'après Oldham et Middlemiss).

serrées. Il y a donc tout lieu de penser que le premier émanait d'une région située beaucoup plus profondément que pour le second, conclusion bien d'accord avec la cause toute superficielle assignée par Middlemiss[1] à celui-ci et qu'on a relatée tout à l'heure, tandis que l'Assam ébranlé en bloc a dû l'être jusqu'à ses racines. Ainsi, l'allure seule des isoséistes donne quelques indications, vagues il est vrai, sur la profondeur du foyer d'un séisme.

On ne saurait se contenter de résultats aussi vagues. Cependant

[1] Preliminary account of the Kangra earthquake of the 4th April 1905 (*Rec. Geol. Surv. of India*, 1905, XXXII, part 4, p. 258).

les meilleures méthodes pour la détermination de l'hypocentre, du moins celles proposées jusqu'ici, ne nous renseignent guère mieux, puisque dans la plupart des cas elles font descendre le foyer jusqu'à la zone de ramollissement, ou même de fusion, des roches qui constituent l'écorce terrestre, — à supposer que se continue la loi de croissance de la température avec la profondeur, telle qu'on l'observe dans les faibles limites des plus basses exploitations de mines, — extrapolation invérifiable d'un phénomène constaté seulement pour une pellicule infiniment mince recouvrant la surface terrestre. Mais alors, les processus séismiques dépendraient des conditions propres du noyau; ce milieu général fût-il solide, comme on tend généralement à l'affirmer maintenant, ils ne pourraient plus être étroitement localisés à la surface terrestre et ne seraient plus des manifestations d'ordre purement géologique, ainsi que le démontre péremptoirement toute la *Géographie Séismologique*. Ces considérations n'infirment ni ne confirment l'hypothèse de la viscosité ou de la fluidité de l'intérieur de la terre, elles démontrent seulement que les foyers d'ébranlement ne peuvent pas être situés aussi profondément que l'indiquent les méthodes employées pour leur détermination.

La méthode d'Harboe sera étudiée tout d'abord, parce que si elle n'est pas encore généralement admise, elle a cependant sur ses devancières l'avantage de vouloir *de plano* s'attaquer à la recherche de l'accident géologique à rôle séismogénique.

La forme allongée de la première isoséiste, quand son axe coïncide avec un accident géologique bien défini, ne laisse pas de doute sur le rôle séismogénique de celui-ci. Mais il peut être caché sous la couverture superficielle, à une plus ou moins grande profondeur, d'ailleurs toujours minime relativement aux profondeurs auxquelles on est habitué à voir placer les hypocentres; il sera donc le plus souvent inconnu, sauf là où l'auront fait découvrir les travaux de mines qui ne font guère qu'égratigner l'écorce terrestre, de sorte que bien rares sont encore les cas où l'évidence du rôle séismogénique ressort du tracé des isoséistes. Aussi Harboe a-t-il proposé une méthode ingénieuse pour déterminer, sinon directement la profondeur du foyer d'ébranlement, ou l'accident géologique auquel celui-ci est dû, du moins la projection verticale sur le sol de la ligne intérieure le long de laquelle le tremblement de terre aurait pris naissance partout simultanément. Ces lignes sont appelées *focales* (*Herdlinien*), et leurs projections sur la surface terrestre sont les *lignes épifocales*. Celles-ci, telles que le savant séismologue danois les a déterminées pour un certain nombre de séismes impor-

tants, ne paraissent avoir aucune relation avec la tectonique et la géologie de la surface ébranlée. Se bifurquant de manière en apparence capricieuse, leur signification réelle est tout à fait hypothétique, puisqu'on ne sait rien sur les lignes focales profondes. Elles

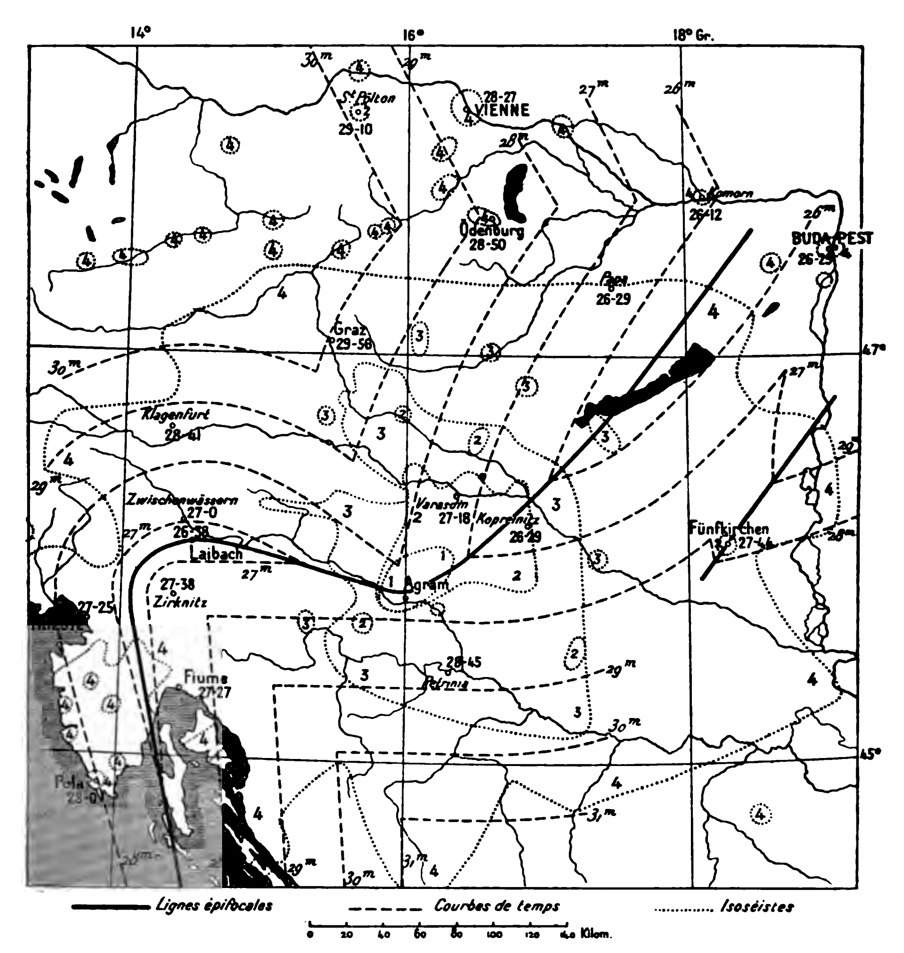


Fig. 28. — Lignes épifocales du tremblement de terre d'Agram du 9 novembre 1880 (d'après Harboe).

présentent en outre, selon nous, le grave défaut de traverser, en conséquence de leur construction même, l'aire ébranlée tout entière; le mouvement aurait donc pris naissance jusqu'aux confins de celle-ci, conséquence tout à fait inadmissible puisqu'il est bien évident que seules leurs parties comprises dans l'aire pléistoséiste peuvent avoir été le siège de l'ébranlement séismique. La méthode vaut ce-

pendant d'être exposée, car elle veut s'attaquer non plus à la recherche d'un point fictif, mais bien à celle de l'origine même des tremblements de terre, ce qui est la véritable voie pour la solution du problème. Il est d'ailleurs évident qu'elle ne peut rien donner lorsqu'il s'agit du mouvement d'ensemble d'un compartiment de l'écorce, cas peut-être beaucoup plus général qu'on ne semble encore vouloir l'admettre.

L'idée directrice d'Harboe[1] est la suivante : les ondes séismiques, propagées au sein des couches terrestres à la suite d'un tremblement de terre, émanent de tous les points de la ligne focale. Si donc ces couches ne sont pas trop hétérogènes et le terrain pas trop accidenté, les ondes se propageront isochroniquement de part et d'autre de la ligne focale profonde, de sorte que la projection verticale de celle-ci, ou la ligne épifocale, sera située à égale distance des homoséistes le long desquelles le tremblement de terre aura été ressenti aux mêmes instants et qui, parallèles entre elles, se correspondront deux à deux. Inversement, la ligne épifocale se construira comme ayant ses points à égale distance des homoséistes correspondant à un même temps d'observation en diverses localités.

Harboe a appliqué cette méthode au tremblement de terre d'Agram du 9 novembre 1880. Puis, se basant sur les modifications de relief, ou les dénivellations, qu'aurait décelées la comparaison des travaux géodésiques de 1816, 1855 et 1886[2], d'ailleurs mises en doute par Fr.-E. Suess[3], comme étant du même ordre de grandeur que les erreurs d'observation, il conclut que cet événement désastreux a été causé par une compression horizontale le long de la ligne épifocale profonde à la suite d'un affaissement séculaire faisant partie des mouvements péri-adriatiques d'Ed. Suess. Ici la ligne épifocale est d'une forme simple, mais sans relation apparente avec la tectonique locale; la déduction est donc bien problématique déjà. Celles du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 sont tellement compliquées qu'il faut décidément renoncer à en faire la projection verticale d'accidents souterrains à rôle séismogénique se développant sur 30 degrés de longitude, plus de 3.000 kilomètres, et tout le long desquels les forces tectoniques, ou orogéniques, auraient dû agir simultané-

[1] Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Beiträge zur Geophysik*, 1900, IV, p. 406; 1901, V, p. 237; — Erdbeben-Linien (*Id.*, V, p. 206).

[2] Lerl. Untersuchungen über etwaige eingetretenen Niveauänderungen in Verbindung mit dem Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Mitth. d. k. k. milit. geogr. Inst.*, 1895, XV, p. 17, Wien).

[3] Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 (*Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1897, XLVI, p. 411, Wien).

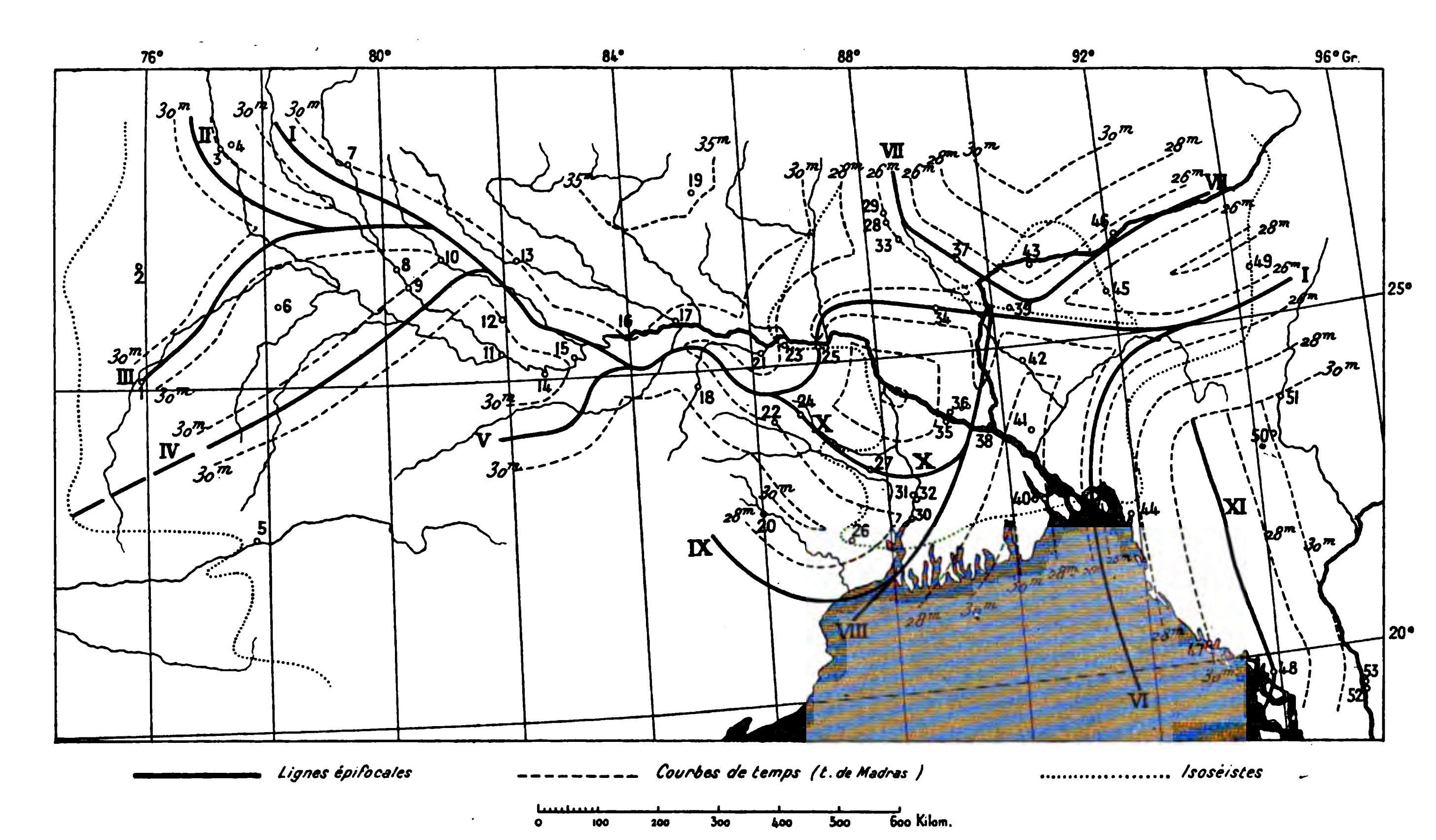


Fig. 29. — Lignes épifocales du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 (d'après Harboe).

ment en se manifestant extérieurement par le désastre. Même si l'on attribue quelque portée à certaines coïncidences entre ces lignes et des traits géographiques ou géologiques de l'Inde du N.-E., leurs dimensions seules semblent suffire à faire mettre en doute la signification objective des lignes épifocales.

Le but de l'emploi des lignes épifocales a été principalement d'utiliser, sans les éliminer comme erronées, des observations de temps qui semblent anormales par rapport à celles de localités voisines, circonstance qui se présente presque invariablement lors des grands tremblements de terre. Il s'en trouve, en effet, quelques-unes en apparence tout à fait prématurées relativement à ce qu'elles devraient être si le mouvement séismique s'irradiait d'une région centrale plus ou moins limitée d'ébranlement; et il suffit qu'elles correspondent à des points voisins des lignes épifocales, loin même vers l'extérieur de la surface ébranlée, pour que leur existence se justifie de la sorte, puisque le mouvement est censé se produire simultanément tout le long de cette ligne, construite précisément en conséquence de ce que le tracé des homoséistes tient compte de toutes les observations de temps. Cependant ces anomalies, si on tient à les considérer comme de bonnes observations, hypothèse généralement gratuite, peuvent trouver leur raison d'être dans des chocs prémonitoires précédant de fort peu le tremblement de terre principal, mais les causes d'erreurs dans les observations de temps sont trop nombreuses et trop graves pour baser sur elles seules une méthode dont les conséquences ont été démontrées aussi inattendues.

On peut encore démontrer autrement l'inanité de la conception des lignes épifocales, tirées des observations de temps, en remarquant que la distinction entre les macroséismes et les microséismes est tout artificielle, puisqu'elle est basée sur le degré d'acuité des sens de l'homme relativement à la perception des tremblements de terre. Rien n'empêcherait donc d'étendre à toute la surface de la terre la construction des lignes épifocales, au moyen des observations séismographiques de temps supposées recueillies sur toute cette surface aussi ; et qui oserait prétendre que ces lignes continueraient à conserver une signification séismogénique réelle ?

Il ne semble donc pas que l'emploi des lignes épifocales d'Harboe puisse conduire à la découverte des phénomènes géologiques profonds auxquels un séisme doit naissance et, jusqu'à présent, aucun séismologue ne paraît avoir été tenté de l'appliquer. Ces lignes s'imposeraient à la conviction si autour d'un certain point, Agram par exemple, où se reproduisent fréquemment des tremblements de terre

importants et dont l'origine tectonique, passablement bien connue, est toujours la même, elles restaient sensiblement les mêmes de l'un à l'autre ébranlement. Tant que cette vérification n'aura pas été faite, l'opinion des séismologues devra se réserver provisoirement au sujet de cette intéressante tentative.

La conception originale d'Harboe revient à faire naître l'ébranlement séismique simultanément tout le long de certaines lignes, ou plutôt de certains plans intérieurs. Tandis que ce séismologue les déduit d'une construction géométrique idéale, au moyen des observations des temps faites à la surface, tout récemment, un géologue américain, Hobbs[1], bien connu par ses études sur les relations entre le relief et la tectonique de la Nouvelle-Angleterre, est arrivé à un résultat du même genre par une méthode toute différente. Par l'étude du tremblement de terre du 8 septembre 1905 en Calabre, il a cru prouver que les points dangereux d'une région se trouveraient aux intersections des lignes tectoniques. Ces lignes formeraient des réseaux, et leurs sommets seraient le siège de la plus grande intensité séismique, parce que le mouvement y arriverait simultanément par les deux accidents qui s'y coupent. Le réseau, siège de l'ébranlement, remplace ici les lignes focales hypothétiques d'Harboe; mais au point de vue de l'hypocentre ou de l'épicentre, le résultat est le même : c'est sa négation pure et simple, et le tremblement de terre est la conséquence des mouvements par lesquels les blocs (*Schollen*) terrestres tendent à se réajuster entre eux le long de leurs surfaces de séparation, une fois leur équilibre rompu. Cette nouvelle théorie a ce très grand avantage sur sa devancière de reposer sur l'existence d'accidents tectoniques réels, et reconnus à la surface du terrain, et non sur celle d'accidents souterrains hypothétiques.

Comme on l'a dit plus haut, on ne saurait encore se dispenser d'étudier les anciennes méthodes de détermination de l'épicentre, malgré leur complet échec, qui est maintenant tout à fait explicable.

Mallet, dans son ouvrage si souvent cité sur le désastre de la Basilicate du 16 décembre 1857, a institué une méthode pour déduire la profondeur du foyer de l'observation des crevasses aux murs des habitations. Il part de cette supposition, seulement théorique il est vrai, qu'elles sont perpendiculaires à la direction du mouvement séismique, c'est-à-dire à la direction du rayon de propagation qui

[1] W. H. Hobbs. On some principles of séismic geology (*Beiträge zur Geophysik*, 1907, VIII, p. 219); — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and northeastern Sicily. A Study in Orientation (*Id.*, p. 293).

joint l'édifice considéré au centre d'ébranlement. Mais il suffit de considérer un instant l'extrême variété de direction que prennent ces crevasses dans une construction endommagée, pour juger combien cette solution du problème présente d'arbitraire et d'indétermination. Cela se conçoit sans peine, en réfléchissant à l'influence profonde du mode même de construction sur la production des dommages, par suite de la présence des murs de refend et des charpentes, et aussi à l'ex-

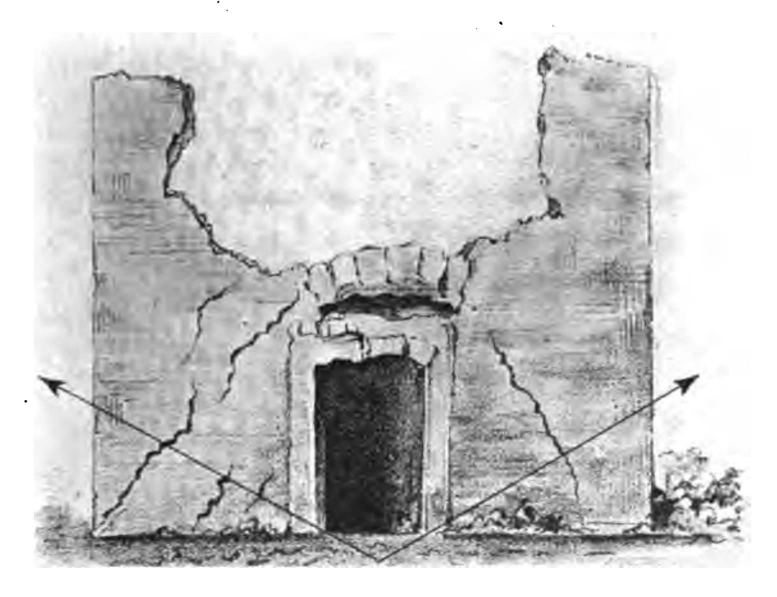


Fig. 30. — Crevasses à la façade de l'église d'Arenas del Rey, ruinée le 25 décembre 1884 (d'après Taramelli et Mercalli).

trême complication réelle du mouvement séismique, perturbé de toutes les manières possibles pendant sa transmission au travers des couches hétérogènes et disloquées de l'écorce terrestre. Ces causes perturbatrices sont telles que la direction de l'onde séismique, notion pourtant si simple, n'a véritablement plus de sens objectif. Il n'est donc pas étonnant que la méthode de Mallet soit incapable de donner des résultats dignes de confiance ; d'où l'inutilité d'entrer dans le détail de sa démonstration géométrique. Qui donc oserait, par exemple, choisir sur la façade de l'église d'Arenas del Rey, ruinée le 25 décembre 1884, en Andalousie, l'une des deux directions symétriques par rapport à la verticale que présentent les crevasses[1], et

[1] Taramelli e Mercalli. I terremoti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884 (*Rendiconti d. R. Acc. dei Lincei*, 1886, CCLXXXIII. Roma).

combien de cas analogues ne pourrait-on pas citer? Il serait cependant difficile d'en trouver un plus démonstratif que celui du tremblement de terre des Calabres du 16 novembre 1894, alors que sur 33 plans obliques de fracture, Ricco[1] en a trouvé 16 pointant sur la véritable aire épicentrale et 17 en sens inverse!

La méthode instituée par Mallet, à l'occasion du tremblement de terre des Pouilles du 16 décembre 1857, pour trouver l'hypocentre au moyen des crevasses ouvertes dans les édifices, consiste à considérer celles-ci comme produites par les vagues séismiques de dilatation et de condensation émanées des foyers. Ces crevasses seraient donc tangentes au front des ondes et comme on suppose ces dernières sphériques, les perpendiculaires aux plans des crevasses passeraient par leur centre. Les plans verticaux ainsi définis se couperaient suivant la verticale de l'épicentre et de l'hypocentre et, théoriquement, les perpendiculaires en question convergeraient à l'hypocentre. En pratique, il est bien loin d'en être ainsi, et lors de ce tremblement de terre les rencontres des normales avec la verticale se sont étagées entre trois et neuf milles (5 à 15 km. environ) de profondeur, comme le montre la figure déduite des observations faites par Mallet; encore avait-il eu soin, pour arriver à ce résultat et l'améliorer, de choisir les fissures qui lui paraissaient les plus favorables. S'il les avait toutes prises sans distinction, il est bien certain qu'il en aurait trouvé de beaucoup plus divergentes, par rapport à la verticale de l'hypocentre supposé vers le centre de l'aire pléistoséiste. Cette dernière remarque n'a rien qui surprenne maintenant puisque, comme on sait, le mouvement séismique prend simultanément nais-

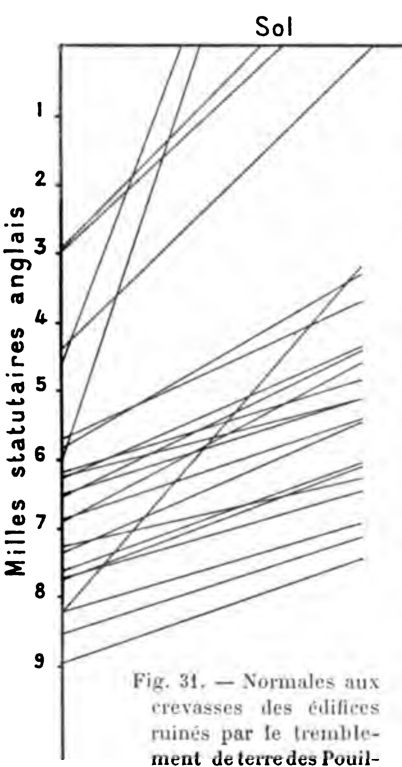


Fig. 31. — Normales aux crevasses des édifices ruinés par le tremblement de terre des Pouilles, le 16 décembre 1857 (d'après Mallet).

[1] Riassunto della sismografia del 16 novembre 1894 (*Rendiconti d. R. Acc. d. Lincei, Sc., ph. mat. e nat.*, 1899, VIII, 2° sem., 3, p. 35).

sance sur une très grande surface, celle du compartiment terrestre ébranlé; même en admettant que les crevasses se produisent au front des ondes séismiques, il est certain que, dans ces conditions, les crevasses prendront toutes les orientations possibles dans l'intérieur de l'aire pléistoséiste, ce que confirme justement l'expérience de tous les grands tremblements de terre. D'ailleurs, la méthode de Mallet repose sur une hypothèse radicalement fausse, à savoir que le mouvement séismique se propage en ligne droite. La méthode ne peut donc donner aucun résultat pour la recherche d'un point qui

TABLEAU VIII

Profondeur du foyer calculée pour quelques tremblements de terre.

TREMBLEMENT DE TERRE DU :	PROFONDEUR DU FOYER EN MÈTRES		
	MOYENNE	LIMITE inférieure.	LIMITE supérieure.
Rhin, 29 juillet 1846	38806		
Basilicate, 16 décembre 1857	10069	5102	15037
Sillein (Hongrie), 15 janvier 1858	26266		
Allemagne moyenne, 6 mars 1872	17994	14394	21592
Herzogenrath, 22 octobre 1873	11130	5045	17214
Herzogenrath, 24 juin 1877	27113		
Allemagne occidentale, 26 août 1878	8880		
Bengale, 31 décembre 1880	72000		
Ischia, 4 mars 1881	500		
Ischia, 28 juillet 1883	800		
Charleston, 31 août 1886		107500	
Suisse, 7 janvier 1889	1350	1000	1700
Kumanoto (Japon), 28 juillet 1889	10700	5800	15600
Mino-Owari (Japon), 28 octobre 1891	10300	7000	15600
Laibach, 14 avril 1895	6000		

n'existe réellement pas, d'où son insuccès. Mais on aura, dans la seconde partie, occasion de revenir sur la formation des crevasses et les observations de Mallet.

Mallet lui-même a cherché à améliorer son mode de calcul de la profondeur du foyer en s'affranchissant de la détermination des plans de fracture. Mais il est bien inutile encore d'exposer une méthode, dès longtemps condamnée par Neumayr, ainsi qu'on l'a vu plus haut, non plus que deux autres de Falb[1], l'une basée sur la dif-

[1] *Gedanken und Studien über den Vulkanismus* (Graz, 1875).

férence des temps d'observation de l'ébranlement et du bruit séismiques, l'autre sur la connaissance des angles d'émergence, ou des plans de fracture, et des directions des composantes horizontales du mouvement en deux localités différentes. D'ailleurs, ces méthodes ont été rarement employées. Quelle confiance peut-on avoir dans le résultat obtenu par von Lasaulx[1], lorsque, employant la méthode de Falb, il prend pour les ondes séismiques et le son des vitesses respectives aussi peu différentes que 374,83 et 485,96 mètres par seconde? Ici l'apparence d'exactitude, qu'apporte avec lui l'appareil mathématique, devient tout à fait illusoire devant la complication réelle du phénomène naturel. Aussi ne doit-on pas s'étonner des limites inadmissibles entre lesquelles oscillent les profondeurs de foyer, calculées pour un certain nombre de tremblements de terre, et rapportées dans le tableau ci-dessus (VIII) qui n'a plus qu'un intérêt historique. Diverses méthodes y ont, d'ailleurs, été employées.

Ces résultats se condamnent irrémédiablement eux-mêmes; la reproduction de cette table n'a pas d'autre but que de montrer l'inanité des méthodes dont ils ont été tirés, et que l'on voit cependant employer fréquemment encore.

Devant ces difficultés, qui se traduisent par le complet désaccord des observateurs sur l'appréciation de la profondeur du foyer d'un même tremblement de terre et par l'exagération des limites, de quelques kilomètres à cent et même plus, entre lesquelles seraient situés les foyers de séismes différents, on a fait les plus grands efforts pour résoudre ce problème fondamental; et il reste à examiner d'autres méthodes, celles de l'indicatrice et de l'hodographe, employées plus récemment et qui ont semblé, à tort d'ailleurs, mieux à l'abri d'objections graves.

La méthode de l'indicatrice de Dutton et de Hayden a été proposée en 1887, à l'Académie nationale des sciences des États-Unis, pour le tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886. Ce n'est point faire une hypothèse qu'admettre la décroissance de l'intensité séismique en raison inverse du carré de la distance, car c'est là une propriété générale des mouvements vibratoires s'irradiant tout autour d'un point, ou tout au moins d'une aire de dimensions suffisamment restreintes. Cette loi n'est cependant que théoriquement exacte, puisqu'on néglige ainsi les pertes d'énergie qui se produisent en réalité par la transmission des ondes à travers un milieu très imparfaitement élastique; et, en tout cas, ce sera une approximation plus ou moins

[1] *Das Erdbeben von Herzogenrath vom 24. Juni 1877* (Bonn, 1878)

grossière, suivant chaque tremblement de terre, que d'assimiler le foyer à un point. Quoi qu'il en soit, il résulte de ce principe que si a est, à l'unité de distance de l'origine, l'intensité du choc, ou le montant de l'énergie développée sur l'unité de surface de l'onde séismique, elle sera $\frac{a}{q^2}$ à l'épicentre, situé à la hauteur q au-dessus du foyer et

$$y = \frac{a}{q^2 - x^2}$$

en un point de la surface terrestre situé à la distance x de l'épicentre. Cette cubique a son maximum sur la verticale du foyer, ce qui était évident *a priori*, et elle est asymptotique au sol, c'est-à-dire que l'intensité tend à devenir nulle à mesure qu'on s'éloigne de l'épicentre, conséquence non moins facile à prévoir. On voit par les propriétés des maximums que l'intensité, d'abord presque constante autour de l'épicentre, diminue ensuite de plus en plus rapidement jusqu'au point d'inflexion, et de plus en plus lentement au delà. Ce point d'inflexion, où la variation d'intensité atteint son maximum de vitesse, a pour coordonnées :

$$x = \frac{q}{\sqrt{3}} \text{ et } y = \frac{3}{4}\frac{a}{q^2}$$

Dutton [1] a profité de cette très favorable circonstance que l'abcisse est indépendante de l'intensité pour déterminer la profondeur q du foyer. Il suffira en effet de connaître la distance horizontale du point d'inflexion à l'épicentre et à la multiplier par $\sqrt{3}$. On n'aura donc qu'à chercher sur le terrain et par l'examen minutieux des ruines la zone où, tout autour de l'épicentre, les dommages perdent le plus rapidement de leur gravité. Cette zone circulaire est l'*indicatrice*, dont la détermination pratique reste le point délicat d'une méthode qui se recommande par sa simplicité et par l'absence d'hypothèse par trop gratuite ou éloignée de la réalité. Théoriquement, l'indicatrice coïnciderait avec le plus grand resserrement mutuel des isoséistes, si l'échelle des intensités correspondait à des évaluations mécaniques, en kilogrammètres, par exemple, pour les divers degrés.

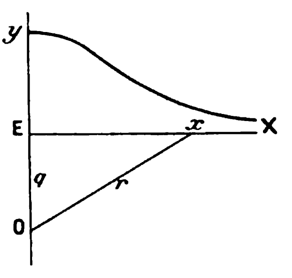


Fig. 32. — L'indicatrice (d'après Dutton).

[1] The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*U. S. geol. Survey, Ninth Ann. Rep.*, 1889, p. 201).

Dans le cas du tremblement de terre de Charleston, la méthode a donné une profondeur de l'hypocentre de 12 milles, chiffre relativement faible, pourtant plus admissible que ceux de la table donnée plus haut; mais Ricco [1] a obtenu pour le tremblement de terre des Calabres du 16 novembre 1894 une profondeur de 52 kilomètres, certainement exagérée parce qu'elle ferait naître le séisme hors de la partie de l'écorce terrestre où se passent vraisemblablement les phénomènes géologiques à rôle séismogénique.

Dire que les tremblements de terre ne peuvent émaner de couches très profondes parce que les actions géologiques sont superficielles et doivent s'éteindre non loin au-dessous de la surface, reste une trop vague appréciation pour que l'on puisse s'en contenter. Pour la traduire en chiffres, il faut se reporter aux intéressantes considérations développées par deux géologues américains [2] sur l'état physique de la lithosphère relativement à la profondeur au delà de laquelle ses éléments constitutifs ne peuvent jouir d'aucune mobilité. C'est celle à laquelle les pores des roches doivent être bouchés par la compression due au poids des masses surincombantes. Ces auteurs admettent que, légèrement variable suivant la nature locale des roches, la position des isogéothermes et d'autres causes secondaires, sa valeur moyenne doit être évaluée à 10 kilomètres. Au-dessous il ne peut être question de phénomènes de fracture, ce qui donne une limite supérieure de la profondeur à laquelle peuvent prendre naissance les tremblements de terre et condamne les profondeurs beaucoup plus considérables auxquelles ont conduit les diverses méthodes employées jusqu'ici. Sans doute, des théories de ce genre ne peuvent conduire qu'à des résultats approchés, mais on doit, ce semble, retenir l'ordre de grandeur de la profondeur maximum des origines des ébranlements séismiques.

Quoi qu'il en soit de la facilité plus ou moins grande de l'emploi de l'indicatrice, et l'expérience pratique n'a pas encore prononcé définitivement, les courbes d'intensité présentent des propriétés qui peuvent être, dans bien des cas, intéressantes à considérer dans l'étude des grands tremblements de terre de mêmes épicentres, circonstance fréquente puisqu'il est à la surface du globe de véritables points d'élection d'une constance malheureuse pour leurs habi-

[1] Riassunto della sismografia del terremoto del 16 novembre 1894 in Calabria e Sicilia (*Boll. soc. sism. ital.*, 1897, V, p. 157).

[2] Van Hise. Principles of North American Pre-Cambrian geology, with an appendix on flow and fracture of rocks as related to structure, by L. M. Hoskins (*XVIth Ann. Rep. U. S. Geol. Survey*, I, part. 581. Washington, 1894-95).

tants. Ces remarques se lisent immédiatement sur les figures correspondantes.

Si l'intensité initiale est la même, l'intensité sera d'autant plus grande autour de l'épicentre que le foyer sera moins profond ; elle se rapprochera rapidement de celle des séismes émanés de foyers plus profonds, dès que la distance à l'épicentre augmentera.

Si l'hypocentre est le même et l'intensité initiale variable, la

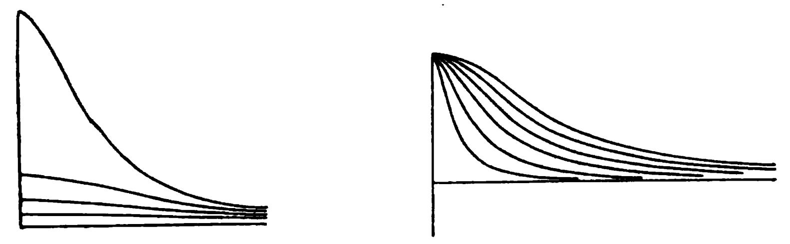


Fig. 33. — Indicatrice de séismes de même intensité initiale et de foyers différents (d'après Dutton).

Fig. 34. — Indicatrice de séismes de même hypocentre et d'intensité initiale différente (d'après Dutton).

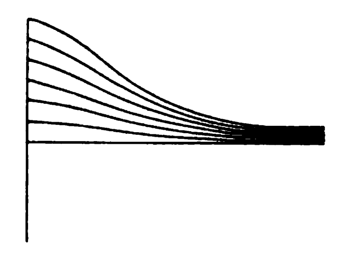


Fig. 35. — Indicatrice de séismes de même intensité à l'épicentre et de même hypocentre (d'après Dutton).

zone de plus grande variation de dommages, ou l'indicatrice, sera la même et, à une même distance de l'épicentre, les intensités seront proportionnelles à l'intensité originelle de chaque séisme.

Enfin si la profondeur et l'intensité initiale varient, mais avec une intensité constante à l'épicentre, les indicatrices s'éloignent de l'épicentre à mesure qu'augmentent les intensités initiales.

De ces propriétés et par d'ingénieuses et subtiles comparaisons entre les tremblements de terre de Charleston du 31 août 1886 et d'Ischia du 28 juillet 1883, qui avaient à peu près la même intensité à l'épicentre, Dutton[1] a conclu que les foyers des séismes ne peuvent jamais descendre au-dessous de 20 à 25 milles. Cela suppose exacte la détermination de la profondeur de celui de Charleston et, malgré

[1] *Earthquakes in the light of the new seismology* (London, 1904).

tout le soin qu'il a mis à cette recherche, la méthode de l'indicatrice n'a pas encore suffisamment fait ses preuves pour que l'on puisse accepter ce résultat sans réserves. Ces limites sont trop étendues encore pour un phénomène d'origine tectonique, en dépendance par conséquent avec la constitution géologique des couches externes de l'écorce terrestre. A ces profondeurs considérables de 20 à 25 milles, la simple pression mutuelle des matériaux par l'action seule de leur poids est déjà telle que toute perturbation d'équilibre, capable de se manifester sous forme de tremblement de terre, est à peu près inconcevable. Alors il n'y aurait plus motif à régions séismiques, pénéséismiques et aséismiques à la surface du globe ; autrement dit, si les tremblements de terre ont, comme le démontre leur distribution géographique, une origine géologique, il faut que leurs foyers soient beaucoup moins profondément situés.

Comme le raisonnement de Dutton a cette conséquence fort importante de faire considérer comme tout à fait invraisemblables les énormes profondeurs souvent trouvées pour d'autres séismes, par exemple 72 kilomètres pour celui du Bengale du 31 décembre 1880, et d'autres bien plus grandes encore, il est bon d'en esquisser les bases. Or, si l'on supposait que le tremblement de terre de Charleston ait eu son hypocentre placé dix fois plus bas, son intensité à l'épicentre n'aurait pas dépassé le degré X de l'échelle De Rossi-Forel et son extension aurait cependant été à peu près la même. Mais comme on a toujours vu ces immenses aires d'ébranlement correspondre à une zone épicentrale complètement ravagée, un tel abaissement du foyer est inadmissible, quoiqu'il ne dépasse pas les valeurs trouvées par d'autres méthodes pour bien des tremblements de terre. On retombe ainsi sous une autre forme sur les règles que von Lasaulx avait, il y a bien longtemps déjà, données et qui, pour intuitives qu'elles sont, n'en permettent pas moins de se faire, au moins par estime, une appréciation approximative et relative de la profondeur d'un foyer séismique. Elles valent donc d'être reproduites :

Les tremblements de terre très violents, mais de faible extension, ne peuvent qu'avoir un foyer peu profond ;

Les tremblements de terre de faible intensité, mais de grande extension, émanent d'origines profondes.

Un fait très instructif montre bien quelles obscurités planent encore sur la question de la profondeur de l'hypocentre d'un tremblement de terre ; on a vu plus haut la très plausible et ingénieuse explication qu'a donnée Middlemiss du désastre du Bengale du 4 avril 1905. Or cette cause est tout à fait superficielle et, cependant, sans

relever cette contradiction, le savant géologue a trouvé par la méthode de l'indicatrice une profondeur comprise entre 12 et 21 milles.

Si le procédé de Dutton est encore assez peu employé, il n'en va pas de même de celui de l'*hodographe*, dont la vogue tient seulement, peut-être, au moins en partie, à ce que l'on croit, sous sa forme complète et définitive, tenir compte des particularités propres au mouvement séismique.

La méthode de l'hodographe est déjà ancienne et a été employée pour un grand nombre de tremblements de terre importants qui ont donné lieu à des travaux restés classiques. Sous sa première forme de l'hyperbole de von Seebach [1], elle n'a plus qu'un intérêt historique, car reposant sur une hypothèse très éloignée de la réalité, elle donne des résultats fort erronés et inadmissibles; tandis que modifiée et améliorée par A. Schmidt [2], la conique dont on vient de parler se transforme en une courbe conchoïdale dont les résultats promettaient d'être plus conformes aux faits d'observation ; ce devait donc être un progrès notable, mais il n'a pas été aussi complet qu'on l'avait cru tout d'abord. On aurait donc pu se dispenser de parler de l'hyperbole de von Seebach tombée en désuétude; mais comme les mêmes raisonnements servent pour l'une et l'autre méthode et que la conchoïde de Schmidt en dérive, en quelque sorte, par une plus exacte approximation aux circonstances réelles du mouvement séismique, on a préféré les exposer pour ainsi dire simultanément.

Une première simplification du problème et que rend indispensable l'impuissance actuelle de la mécanique rationnelle à l'aborder encore sous sa forme complète, consiste à réduire l'origine de l'ébranlement à un point, ou à lui supposer une forme sphérique de dimensions négligeables par rapport à l'extension de l'aire ébranlée par le séisme. Ainsi apparaît-il tout de suite que la détermination du foyer ne pourra se faire d'une manière satisfaisante que pour les tremblements de terre volcaniques, ou d'éboulement, et pour ceux dont l'origine tectonique résultera d'une perturbation très locale d'un accident géologique, c'est-à-dire en définitive pour des cas particuliers et pour des séismes d'intensité modérée. Il faut donc renoncer à évaluer par ces méthodes la profondeur du foyer, justement dans les cas les plus intéressants, lorsqu'il serait si important de savoir à quelle profondeur naissent les grands désastres avec

[1] *Das Mitteldeutsche Erdbeben vom 6. Mars 1872* (Leipzig, 1873).

[2] Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben (*Jahreshefte für Vaterlands Naturkunde in Württemberg*, 1888, p. 248, Stuttgart). — Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das Schweizerische vom 7. Januar 1889, und das nordamerikanische vom 31. August 1886 (*Id.*, 1890, p. 200).

formation de failles et en dépendance directe des grands mouvements orogéniques. Ainsi se trouve déjà singulièrement limitée la portée de ces procédés.

Von Seebach et Schmidt ont appliqué au mouvement séismique le principe d'Huyghens : à savoir qu'étant donné un mouvement quelconque en un point d'un milieu, l'énergie mécanique correspon-

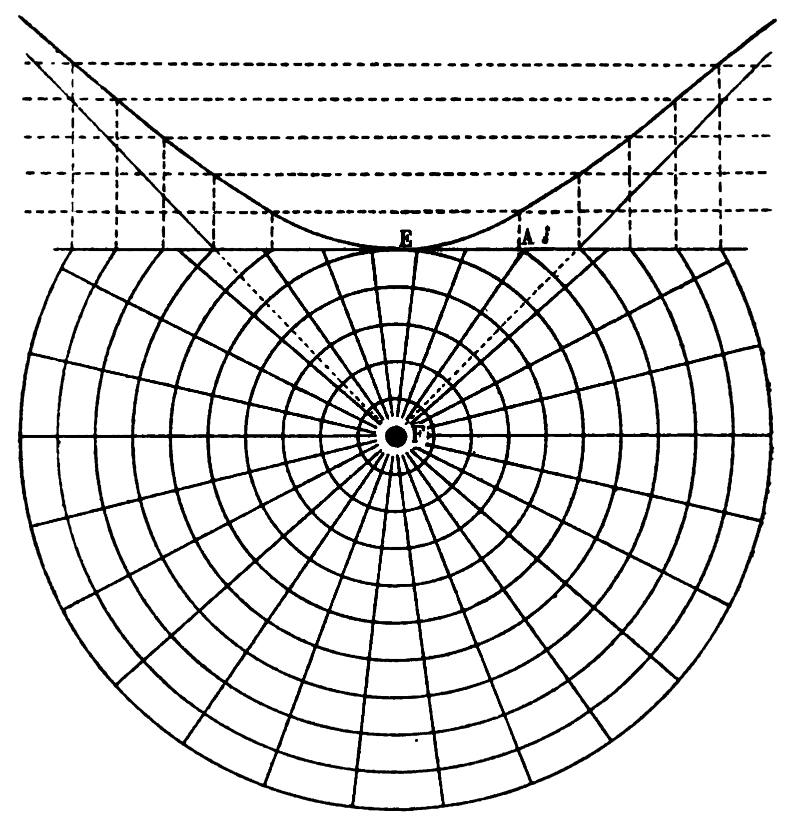


Fig. 36. — Hodographe hyperbolique de von Seebach à lignes rectilignes de choc.

dante se propage de proche en proche, de telle sorte que tous les points d'une première onde entourant l'origine deviennent eux-mêmes les origines d'ondes élémentaires semblables, enveloppées elles-mêmes par une nouvelle onde résultante, processus qui va se répétant au loin jusqu'à extinction. Dans un milieu homogène, ou isotrope, c'est-à-dire dont la constitution reste la même dans toutes les directions, les ondes élémentaires sont sphériques, et les ondes résultantes successives sont des sphères concentriques à l'origine. Par analogie avec ce qui se passe pour la lumière, le rayon optique devient

en séismologie la *ligne de choc*, jouissant aussi de la propriété d'être en chacun de ses points normale à l'onde séismique qui y passe.

Von Seebach s'est contenté de cette hypothèse fort grossière, et dès lors les lignes de choc sont les rayons des sphères concentriques autour du foyer d'ébranlement. C'est donc exactement le cas de la propagation de la lumière au sein de l'espace interstellaire, rempli d'éther ou de matière extrêmement raréfiée. Soit F le foyer et E l'épicentre. Tout se passe évidemment de façon identique dans un vertical quelconque. Considérant l'onde qui arrive à la surface et une ligne de choc FA. Soit v la vitesse supposée constante de propagation et t le temps que le mouvement séismique a mis pour arriver en A. FA $= vt$, et, dans le triangle rectangle A E F on a

$$v^2 t^2 = x^2 + r^2 \quad , \text{ou} \quad \frac{v^2}{r^2} t^2 - \frac{1}{r^2} x^2 = 1$$

En prenant les temps comme ordonnées, c'est l'équation d'une hyperbole équilatère ayant pour axes ceux des coordonnées. Cette courbe est l'hodographe du problème, nom donné par le mathématicien Hamilton à la courbe qui représente la variation de la vitesse d'un point mobile, ici celui de la surface terrestre. Si l'on possède un certain nombre de bonnes observations des temps d'arrivée de l'ébranlement séismique en divers points situés à des distances x connues de l'épicentre supposé déterminé, on pourra, soit par élimination, soit par la méthode des moindres carrés, calculer la profondeur cherchée du foyer.

Jusqu'aux travaux de Schmidt, on se rendait parfaitement compte de l'inexactitude de l'hypothèse de von Seebach; mais on admettait que les foyers des tremblements de terre étaient assez profondément situés pour qu'on pût négliger sur la vitesse de propagation apparente, c'est-à-dire à partir de l'épicentre, la seule observable sans séismographes, l'influence de l'état de dislocation et d'hétérogénéité des couches superficielles, tant de fois remaniées par de si longs et si nombreux phénomènes géologiques. Mais à mesure que les observations se sont améliorées, surtout avec l'emploi des appareils séismographiques, on s'est vite aperçu que les vitesses observées n'étaient pas d'accord avec une hodographe hyperbolique. Il a donc fallu renoncer à la constance de la vitesse de propagation dans les couches internes et à la forme rectiligne des lignes de choc. C'est que l'isotropie des couches profondes est une hypothèse par trop éloignée de la réalité : la pression de plus en plus grande qu'elles exercent les unes sur les autres la rend inacceptable.

Schmidt a cru obtenir une approximation suffisante en considérant l'écorce terrestre comme composée de couches sphériques successives homogènes, ce qui est certainement faux près de la surface, mais se rapproche vraisemblablement de la réalité dès que l'on descend à la profondeur à partir de laquelle la pression mutuelle des couches tend à leur donner une densité croissante vers le centre de la terre, en même temps que la géologie permet de leur supposer une grande uniformité de composition et de structure, celles du substratum général. Il y a encore là une pétition de principe, puisque l'on suppose *a priori* la profondeur comme assez grande pour légitimer l'hypothèse. L'objection est d'une gravité telle que la nouvelle méthode doit être formellement condamnée, car elle conduit également à cette conséquence que les séismes naîtraient assez bas pour enlever, à cause de l'uniformité de milieu qui y règne, toute raison à une répartition d'ordre géologique des tremblements de terre à la surface du globe. L'hodographe de Schmidt ne permettra donc pas plus que l'hyperbole de von Seebach de calculer la profondeur du foyer d'un tremblement de terre ; cependant il est impossible de la passer sous silence, tant est grande la place qu'elle tient encore dans les travaux les plus récents des séismologues.

La loi du sinus qui régit le passage du rayon lumineux dans une série de milieux de réfrangibilités différentes et séparés par des surfaces parallèles, a paru ici applicable à la propagation du mouvement séismique autour du foyer, mais avec cette modification, rappelant ce qui se passe pour les rayons nous venant des astres au travers de l'atmosphère de densité progressivement croissante jusqu'au sol, que les couches concentriques sont infiniment minces puisque la pression, la densité et l'élasticité, si influentes sur la vitesse de propagation des ondes séismiques, varient d'une manière continue vers le centre de la terre. Ces éléments sont, pour une couche déterminée, liés par la relation :

$$V = \frac{e}{d} = \sqrt{\frac{l = 2\,r}{d}}$$

où V représente la vitesse de propagation, e le module d'élasticité, r le module de rigidité, l la longueur d'onde et d la densité spécifique. Le rayon optique réfracté suivant la courbe qui relève les astres au-dessus de l'horizon en avançant leur lever et retardant leur coucher, devient ici une courbe aussi, la ligne de choc que von Seebach supposait rectiligne. La vitesse de propagation croît avec la profondeur, de sorte que les surfaces homoséistes,

ou les ondes séismiques successives, se rapprochent entre elles au-dessus de l'hypocentre et s'éloignent entre elles aussi au-dessous de ce point. De concentriques et sphériques qu'elles étaient, elles devien-

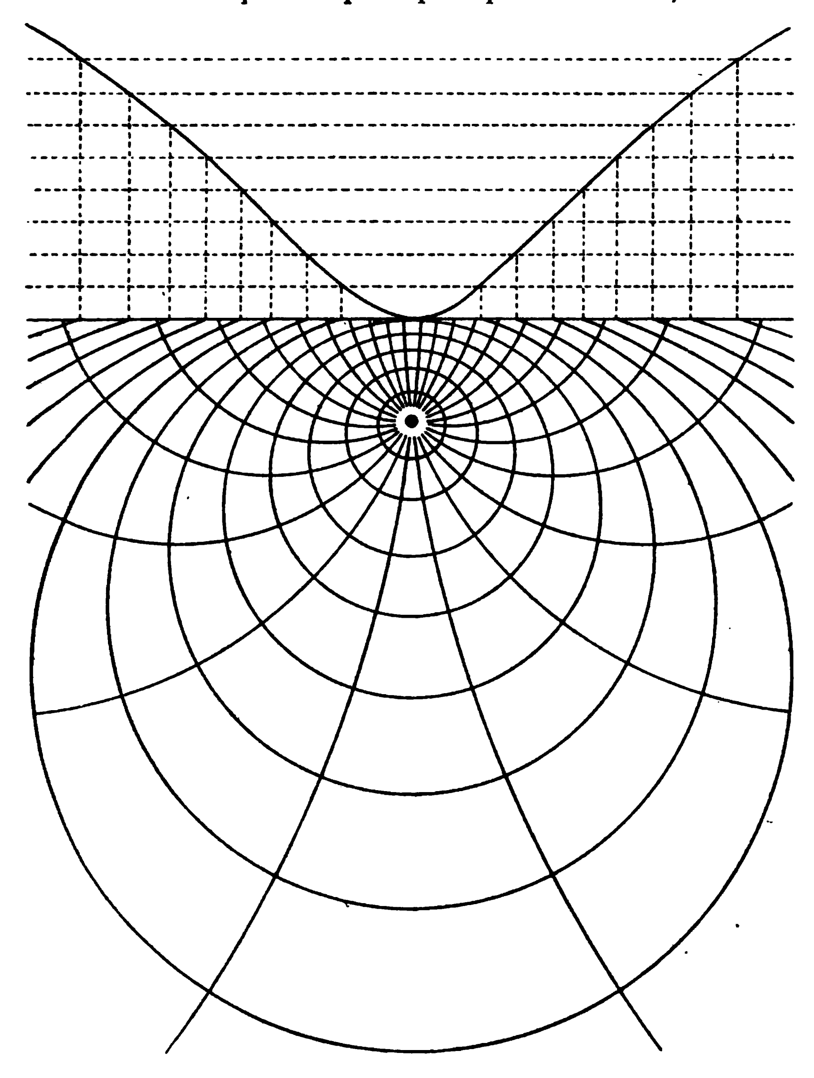


Fig. 37. — Hodographe conchoïdale de A. Schmidt à lignes courbes de choc.

nent excentriques et elliptiques. Les lignes de choc, pour leur rester normales, doivent donc se recourber vers le haut, et si, dans l'hypothèse de von Seebach, on en a considéré un certain nombre divergeant d'un angle constant autour du foyer, dans la nouvelle manière de voir, elles se sépareront d'autant plus les unes des autres

que l'on se rapprochera plus du centre de la terre en partant de l'épicentre, autrement dit, elles se resserrent vers le haut et se desserrent vers le bas en se recourbant vers la surface.

Pratiquement l'emploi de l'hodographe de Schmidt consiste à prendre deux stations dont les distances à l'épicentre sont x et x' et où le tremblement de terre a été observé aux temps t et t' ; puis, d'après la formule de Gunther[1], on calculera les profondeurs du foyer :

$$r = \sqrt{\frac{t^2 x^2 - t'^2 x'^2}{t^2 - t'^2}}$$

Un des tremblements de terre qui a fourni les plus nombreuses et les meilleures observations de temps est celui de Sinj (Dalmatie), du 2 juillet 1898; Faidiga[2] lui a appliqué la méthode au moyen de plusieurs groupes de deux stations. Les valeurs obtenues varient de 214 à 43 kilomètres, désaccord qui dépasse tellement les prévisions que l'emploi de l'hodographe en est d'autant plus irrémédiablement condamné, car les déterminations de temps résultaient de l'emploi d'appareils séismographiques.

TABLEAU IX.

Détermination du foyer du tremblement de terre de Sinj d'après la méthode de Schmidt

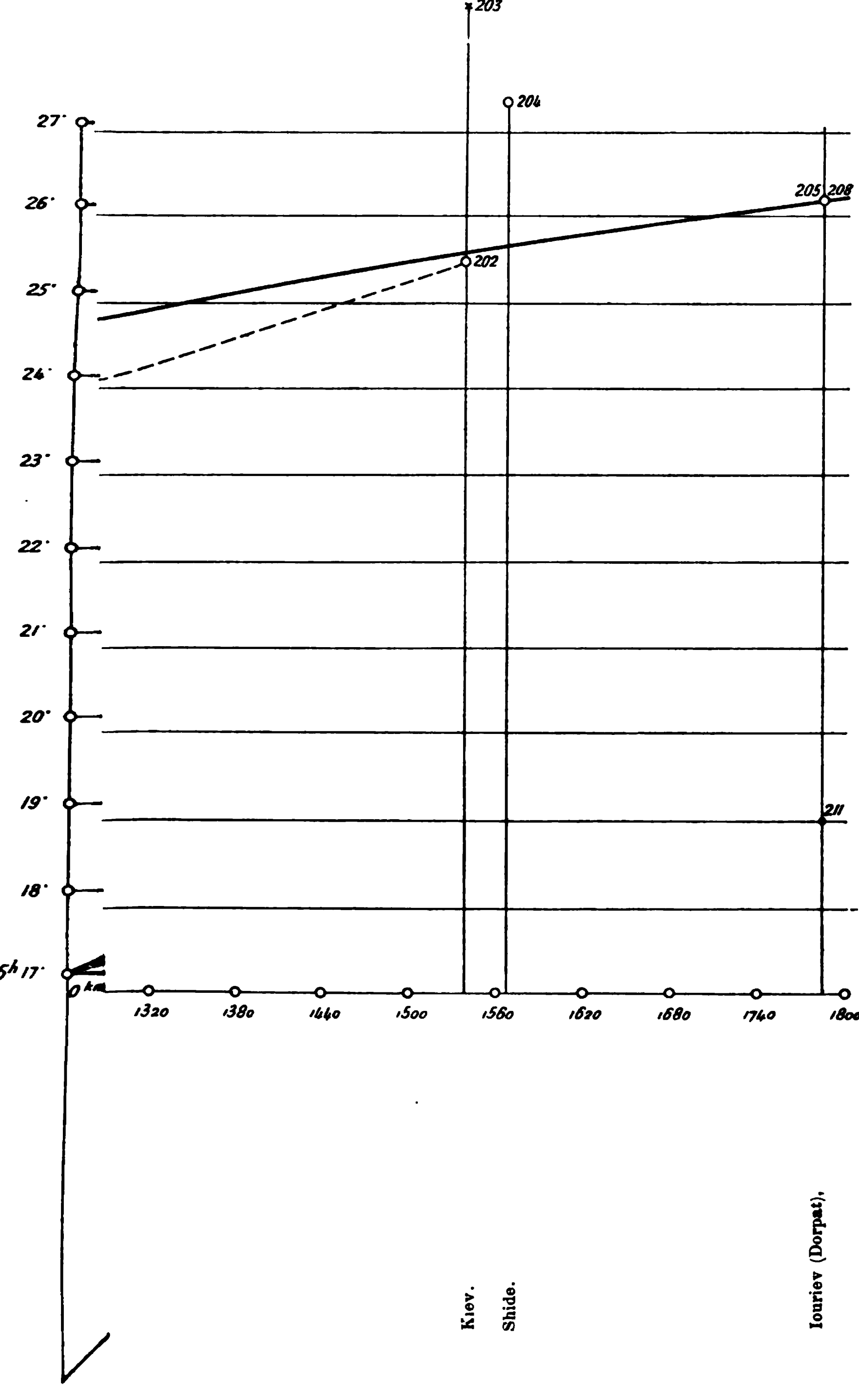
(Faidiga).

COUPLES DES STATIONS.		r. en Km.
Rocca di Papa.	Kief.	214
Portici.	Iouriéf.	138
Rome.	Wilhelmshaven.	108
Padoue.	Hohenheim.	60
Casamicciola.	Potsdam.	49
Portici.	Kief.	43

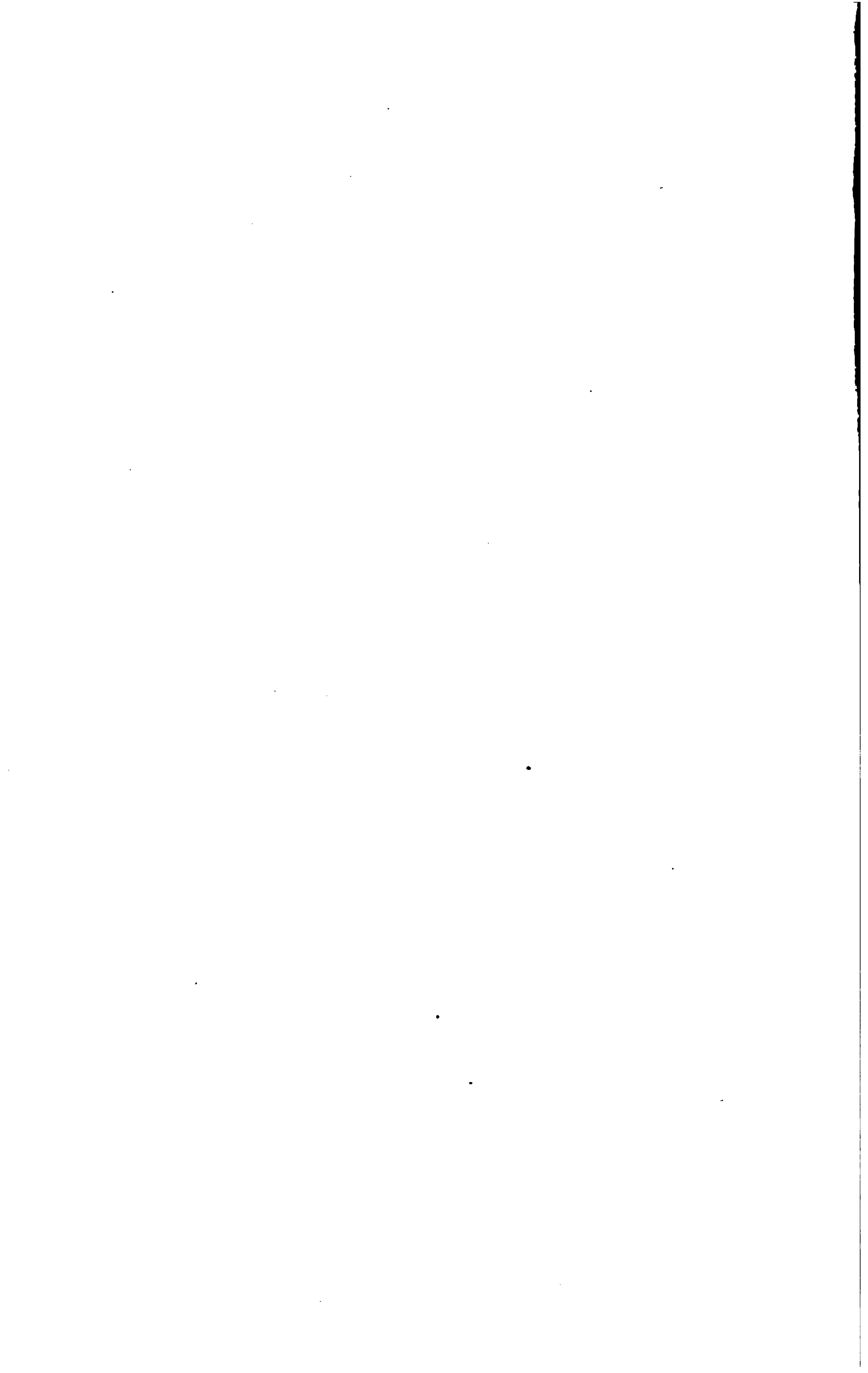
Il y a donc lieu de se rendre complètement aux conclusions de Fr.-E. Suess : « Dans les deux cas (tremblements de terre de Charleston du 31 août 1886 et de Laibach du 14 avril 1895), ces profondeurs de foyer doivent être considérées comme trop élevées au point de vue géologique. La manière d'être générale des tremble-

[1] *Handbuch der Geophysik*, I, p. 470 (Stuttgart, 1897).

[2] Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1897 (*Mitth. der Erdbeben Commission d. k. Ak. d. Wiss in Wien*, 1903, XVII).


203
204
205
208
202
211
27°
26°
25°
24°
23°
22°
21°
20°
19°
18°
5h 17°
0 km
1320
1380
1440
1500
1560
1620
1680
1740
1800
Kiev.
Shide.
Iouriev (Dorpat).

(P. 120-121)



ments de terre et la structure géologique des diverses régions ne laissent aujourd'hui planer aucun doute sur la dépendance des processus séismique et géologique; d'un autre côté on a reconnu que les processus si compliqués, tectonique et orogénique, n'atteignent vraisemblablement qu'une profondeur relativement faible et il est invraisemblable qu'ils s'accomplissent à des profondeurs de 60 à 100 kilomètres. Il semble donc, d'après cela, ou que nos moyens de détermination du temps ne sont pas encore suffisants, ou que la variation de vitesse de propagation suit quelque loi compliquée se dérobant encore à nos investigations, et qu'il y aurait à tenir compte de quelque autre élément, la couverture superficielle, par exemple, exerçant sur le phénomène une influence que, pour le moment, nous sommes hors d'état de suivre d'une manière satisfaisante. »

On ne paraît pas avoir assez remarqué que l'hypothèse de Schmidt suppose la vitesse de propagation constante pour une couche sphérique quelconque de l'intérieur de la terre, alors que certaines expériences directes au moyen d'explosions artificielles paraissent avoir montré que cette vitesse dépend de la charge, c'est-à-dire de l'intensité. Oserait-on affirmer qu'il n'en est pas de même pour les tremblements de terre?

La construction ou le calcul de l'hodographe a pour but la détermination géométrique ou numérique des principaux éléments d'un tremblement de terre donné, en se basant sur les observations de temps faites dans le plus grand nombre possible de stations séismologiques munies d'appareils enregistreurs. Ces éléments sont : les coordonnées géographiques de l'épicentre; la profondeur de l'hypocentre; le temps initial du séisme; sa vitesse de propagation à la surface de la terre. Après les insuccès bien avérés de l'emploi de cette courbe fameuse en séismologie, on aurait pu croire que cette méthode serait tombée en désuétude, mais de Kövesligethy [1] a, tout récemment, rajeuni la question par l'analyse mathématique la plus élevée, ce qui a eu pour conséquence de ramener la confiance en la méthode. Son point de départ consiste à traiter le mouvement séismique comme le son et la lumière, tous ces phénomènes étant ondulatoires et le principe d'Huyghens leur étant, par suite, applicable. La conclusion la plus importante de ce travail est que les lignes de choc sont des ellipses concentriques à la terre. Le savant hongrois a ensuite appliqué numériquement ses formules au tremblement

[1] Die Berechnung seismischer Elemente (*Mat. u. naturwiss. Ber. aus Ungarn*, 1905, XXIII, p. 42).

de terre de Céram [1] du 30 septembre 1899, et il en a exposé en détail la méthode pratique [2] destinée à servir de règle au bureau des calculs séismiques établi à Buda-Pest dans le but d'y traiter à l'avenir tous les tremblements de terre importants au moyen des observations faites dans les stations séismologiques du monde entier. Enfin Pécsi [3] a donné une démonstration élémentaire de cette théorie mathématique.

Tous ces travaux de haute valeur reposent néanmoins sur plusieurs hypothèses inadmissibles. En premier lieu, on y admet que l'épicentre est un point; cela était nécessaire, autrement le problème serait tout à fait inabordable par l'analyse; puis on suppose que la densité à l'intérieur de la terre varie suivant la loi dite de Roche :

$$d = \mathrm{D}(1 - k r^2)$$

d est la densité en un point quelconque situé à la distance r du centre de la terre, où elle est D, et k est une constante 0,764. Or cette relation, d'ailleurs abandonnée plus tard par son auteur même, est devenue complètement incompatible avec la constitution interne du globe que Milne, Benndorff et Oldham ont déduite de l'observation des vitesses de propagation des ondes séismiques; ainsi qu'on le verra plus loin, et quoique leurs déductions varient légèrement dans le détail, elles conduisent toutes à un noyau interne solide d'un certain rayon et de densité à peu près uniforme. L'accord obtenu par trois voies différentes suffit, sans doute, à donner une grande force à ce remarquable résultat.

Ces deux objections à l'analyse de Kövesligethy sont capitales; il faudrait démontrer aussi, mais c'est moins grave assurément, qu'en passant d'une couche terrestre à une autre, les lignes de choc se recourbent par réfraction des ondes séismiques en obéissant à la loi de Newton suivant laquelle reste constant le rapport de la densité à $(n^2 - 1)$, n étant l'indice de réfraction correspondant à la couche considérée. L'hypothèse, peut-être valable pour la partie superficielle de l'écorce, ne l'est certainement plus lorsqu'on atteint le noyau de constitution uniforme auquel il a été fait allusion plus haut,

[1] *Determinatio elementorum seismicorum exemplo primæ motus Ceramensis phaseos exhibita* (Buda-Pest, 1905).

[2] Seismonomia. In honorem I. Consensus associationem internationalem seismologicam procurantium Romam convocati (*Boll. Soc. sism. ital.*, 1906, XI, p. 113).

[3] A foldrengések geometriai elmélétenek alapvonalai (*Foldrajzi Kozlemények*, XXVIV, II, Buda-Pest, 1906). — Résumé en allemand : Grundzüge der geometrischen Theorie der Erdbeben (*Id.*)

et au sein duquel il ne saurait plus y avoir de réfraction interne notable.

On est ainsi fondé à regarder comme tout à fait illusoires les pénibles calculs auxquels on se propose de se livrer sur tous les tremblements de terre importants ; et leur extrême complication apparaîtra clairement si l'on considère que l'on y est conduit à résoudre des systèmes d'équations analogues à ceux de la mécanique céleste. Il serait téméraire d'admettre qu'elles rendront les mêmes services qu'en astronomie, et il semble étrange de les voir s'introduire dans la séismologie, encore au stade de science naturelle, quoi que l'on fasse pour lui faire perdre ce caractère ; les temps sont loin encore où elle prendra une forme rationnelle.

On ne se lasse pas de chercher la profondeur de l'hypocentre au moyen de considérations mathématiques variées, mais sans plus de succès que par le passé, on ne sait que trop pourquoi maintenant. Tout récemment encore, Rizzo [1] a pris pour point de départ l'hodographe de A. Schmidt et a donné cette règle simple que la profondeur cherchée serait mesurée par la hauteur de la calotte sphérique terrestre limitée par la circonférence correspondant á la vitesse minimum de propagation. Une étude préalable de ce dernier élément pour le tremblement de terre destructeur des Calabres, du 8 septembre 1905 [2], l'a conduit pour ce séisme à une profondeur de 50 kilomètres. Cette méthode ne fournit donc pas mieux que les précédentes des résultats géologiquement acceptables.

En résumé, il faut se résoudre à reconnaître qu'il n'existe pas actuellement de méthode sûre pour déterminer la profondeur du foyer d'un tremblement de terre, et que celle de Dutton est encore la moins mauvaise, comme on va le voir, puisqu'elle donne les résultats les moins improbables et les mieux compatibles avec les profondeurs relativement faibles auxquelles seules peuvent se produire les phénomènes géologiques et séismiques. Dans un seul cas cependant, l'hodographe de A. Schmidt a donné une profondeur se rapprochant un peu de celles admissibles, celui du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 ; on a trouvé, en effet, 9 milles 3/10 seulement. Au contraire, les savants calculs de Kövesligethy l'ont conduit pour le tremblement de terre de Céram du 30 septembre 1899 à une profondeur de 100 kilomètres, qu'il regarde d'ailleurs comme dou-

[1] Sopra il calcolo della profondità degli ipocentri dei movimenti sismici (*Atti d. R. Acc. di Sc. di Torino*, XLI, p. 17. Giugno 1906).

[2] Sulla velocità di propagazione delle onde sismiche nel terremoto della Calabria del giorno 8 settembre 1905 (*Mem. d. R. Acc. di Sc. di Torino*, 1906, LVII, p. 309).

teuse, et Jànosy [1] a trouvé de la même façon 102 kilomètres pour celui de Charleston du 31 août 1886. Comme on est là franchement dans la zone du milieu terrestre interne général, la méthode de A. Schmidt se montre, au moins dans certains cas, plus rapprochée de la réalité probable.

Omori a modifié la méthode de l'indicatrice de Dutton en y introduisant non plus l'énergie mécanique développée sur l'unité de surface à l'origine, mais une quantité supposée proportionnelle à l'effet destructeur dû à l'accélération maximum acquise par une particule terrestre. Il a ainsi obtenu la profondeur du foyer de quatre tremblements de terre.

TABLEAU X

Profondeur du foyer de quelques tremblements de terre

(d'après la méthode Omori-Dutton).

TREMBLEMENTS DE TERRE		PROFONDEUR du foyer.
		MÈTRES
Kumanoto.	28 juillet 1889	5800 à 15600
Mino et Owari.	28 octobre 1891	7000 à 15600
Ischia	4 mars 1881	500
Ischia	28 juillet 1883	500

Ce tableau est très instructif. Pour deux grands tremblements de terre d'origine tectonique incontestable, la méthode a donné des profondeurs comprises entre deux limites dont les inférieures, 5 800 et 7 000 mètres, sont pour la première fois pour ainsi dire relevées jusqu'à la zone des phénomènes géologiques. La profondeur de 500 mètres obtenue pour deux violents tremblements de terre d'Ischia présente un réel intérêt. Leur origine volcanique est, en effet, sinon généralement admise, du moins très soutenable, eu égard à la constitution de l'île et à l'époque assez récente de la dernière conflagration de son volcan, l'Epomeo, en 1302. Le foyer de matières éruptives serait donc ici tout à fait superficiel, comme le voulait démontrer Mallet dès 1866 [2], lorsqu'il attribuait la fusion de masses restreintes et peu profondes aux actions purement mécaniques développées dans les couches terrestres par le refroidissement séculaire de la planète. Le proces-

[1] Bestimmung der Herdtiefe und der seismischen Absorptionskoefficient des Charlestoner Erdbebens (*Boll. soc. sism. ital.*, 1906, XI, p. 252).

[2] On volcanic energy : an attempt to develop its true origin and cosmical relations (*Phil. Trans.*, 1866, CLXIII, p. 137. London).

sus volcanique serait alors directement tectonique, question qu'il n'y a pas lieu de développer ici : il nous suffit d'attirer l'attention sur la faible profondeur où il s'est produit à Ischia sous forme de tremblement de terre. Et sans discuter l'intervention des forces radio-actives dans la production des phénomènes éruptifs, il est intéressant de rappeler que Dutton[1] est arrivé pour les deux classes de phénomènes à les supposer aussi d'origine très peu profonde. Ses observations récentes, mais non encore publiées sur les volcans éteints de l'Ouest des États-Unis, confirment pleinement le fait, argument de plus en faveur de la faible profondeur des foyers d'ébranlement séismique.

[1] Volcanoes and radioactivity (*National Ac. of Sc. Washington*, April 17th 1906).

CHAPITRE IV

SÉISMICITÉ ET FRÉQUENCE

SOMMAIRE : Définition et importance de la séismicité. — Fréquence séismique locale et mondiale. — Systèmes continus et discontinus de représentation graphique. — Courbes isosphygmiques et points représentatifs. — Élimination de l'intensité. — Surface ébranlée. — Formule pour calculer la séismicité.

On exprime simultanément par le mot *séismicité* d'un pays ou d'une région plus ou moins restreinte et limitée, la fréquence que les tremblements de terre y présentent en moyenne, ainsi que l'intensité qu'ils n'y dépassent point. Comme les séismes manifestent une extrême irrégularité d'allures dans le temps et dans l'espace et que, surtout, ils ne montrent aucune tendance à suivre des lois de périodicité, à l'inverse de ce qui se passe pour la plupart des phénomènes météorologiques, on voit de suite qu'il faudra de très longues périodes d'observations suivies pour déterminer avec quelque exactitude cet important élément, qui est la base fondamentale de la recherche des relations géologiques régissant les tremblements de terre.

L'importance capitale de ce problème justifie le pénible établissement des catalogues séismiques locaux, ou généraux, qui, sans cela, ne constitueraient que d'indigestes collections de faits dénués de signification et resteraient lettre morte sans but véritablement utile. Mais une fois déterminée la séismicité de tous les pays du globe, l'intime dépendance entre les phénomènes séismiques et géologiques s'éclairera vivement dans tous ses détails et en tous lieux. On a vu dans la *Géographie séismologique* combien ce résultat est encore loin d'être atteint, et il a fallu s'y contenter d'esquisser la question dans ses grandes lignes, l'exploration géologique et l'histoire séismique de la surface terrestre présentent de trop nombreuses lacunes encore.

La séismicité apparaît tout d'abord comme dépendant de deux

facteurs, la fréquence et l'intensité. Il s'agit de les étudier séparément en premier lieu.

De la fréquence, il y a peu de choses à dire. Il faut qu'elle résulte du plus grand nombre possible d'années d'observations, cinquante au moins, ce qui n'est réalisé que pour un bien petit nombre de pays. Autrement les irrégularités du processus séismique suffiraient à faire varier dans de grandes limites l'évaluation numérique cherchée. La fréquence varie d'ailleurs dans des limites extrêmement étendues : ici les tremblements de terre sont inconnus, ou ne se font sentir qu'à des intervalles de plusieurs années, tandis que là ils se répètent pour ainsi dire journellement. Dans tous les cas, il est nécessaire de bien spécifier le genre de fréquence que l'on a en vue. On peut, en effet, chercher le nombre de fois qu'un point a été centre, ou mieux épicentre, de tremblement de terre, ou bien le nombre de fois qu'il a été ébranlé. Le premier point de vue est évidemment le plus important et, néanmoins, c'est le second qui est le plus souvent envisagé. La fréquence d'une région est la somme des fréquences de tous ses épicentres et c'est elle que l'on représente graphiquement sur les cartes séismiques.

Autant que les documents actuels ont permis de le faire, malgré bien des lacunes, nous avons déterminé la fréquence séismique des diverses régions du globe [1], et en dépit des 130 000 secousses utilisées, l'insuffisance des documents est encore très grande pour une exacte détermination. En effet, de ce travail résulte une fréquence annuelle moyenne de 3 380 macroséismes seulement pour toute la surface du globe, tandis que le premier catalogue annuel publié par l'Association séismologique internationale [2] en a fourni 4 760, chiffre qui sera, sans doute, au moins doublé dans peu d'années, quand les moyens d'information auront pris le développement sur lequel on est en droit de compter.

Les procédés employés pour représenter graphiquement la séismicité présentent deux caractères constants : ils sont continus et ne tiennent compte que de la fréquence, en négligeant implicitement l'intensité. Par conséquent, d'une part ils sont en désaccord avec la discontinuité essentielle des phénomènes séismiques dans le temps et dans l'espace ; d'autre part ils éliminent l'un des deux facteurs dont l'ensemble inséparable constitue la séismicité. On peut remé-

[1] Introduction à une description séismique du globe et mesure de la séismicité (*Beiträge zur Geophysik*, 1900, IV, p. 331).

[2] Rudolph. Katalog der im Jahre 1903 bekannt gewordenen Erdbeben (*Beiträge zur Geophysik*, 1905, III).

dier facilement au premier inconvénient au moyen d'un système discontinu, lui aussi, de figuration ; quant au second, il disparaît, ainsi qu'on le montrera plus loin, si toutefois l'on dispose d'un très grand nombre d'années d'observations, c'est-à-dire si l'on connaît très exactement la fréquence.

On va tout d'abord examiner les modes de représentation graphique de la séismicité d'une région particulière, c'est-à-dire étudier la question de la nécessité d'un système discontinu, comme le phénomène séismique lui-même.

C'est pour mémoire seulement qu'on rappellera en premier lieu les teintes dégradées employées par Mallet [1] dans sa mappemonde séismique, la première qui ait été établie, car ce fameux séismologue opérait par estime, les documents d'alors étant bien plus insuffisants encore que maintenant, et de plus il confondait ensemble, conformément aux idées de son temps, séismicité et volcanicité, dont la dépendance mutuelle, sinon même l'identité, ne faisait alors doute pour personne, mais a fini par être complètement rejetée.

Plus tard, aux Philippines et au Japon, s'est introduit l'emploi de courbes d'égale fréquence, ou *isosphygmiques*, découpant sur la carte du pays des bandes plus ou moins régulières, telles que de l'une à l'autre la fréquence y varie en progression arithmétique. Ces cartes séismiques sont dressées par mois, années ou périodes plus longues. Cela revient à recouvrir la carte d'une surface topographique dont les ordonnées comprises entre elle et la surface terrestre représentent, en chaque point, la fréquence mensuelle, annuelle ou moyenne. Mais on fait de la sorte une hypothèse qui consiste à supposer constante la fréquence dans tous les points d'une zone comprise entre deux isosphygmiques successives, et il est certain que cette hypothèse est très éloignée de la réalité. Dans les régions les plus instables même, il s'en faut de beaucoup que deux localités très voisines soient un nombre égal de fois ébranlées, ou foyers réels de tremblements de terre, ce qui n'est pas la même chose. En outre, c'est ce premier nombre que l'on envisage presque toujours au lieu du second qui seul est vraiment utile à considérer. Il n'est donc pas surprenant que ce procédé n'ait, pour ainsi dire, conduit à la découverte d'aucune relation séismico-géologique, dont la recherche est cependant le principal, sinon le seul but des cartes séismiques. Si même on traçait les isosphygmiques en tenant compte seulement du nombre de fois que les points de la carte ont été des épicentres, on

[1] Fourth report on the facts and theory of earthquake phenomena (*Brit. ass. for the adv. of sc.*, London, 1858).

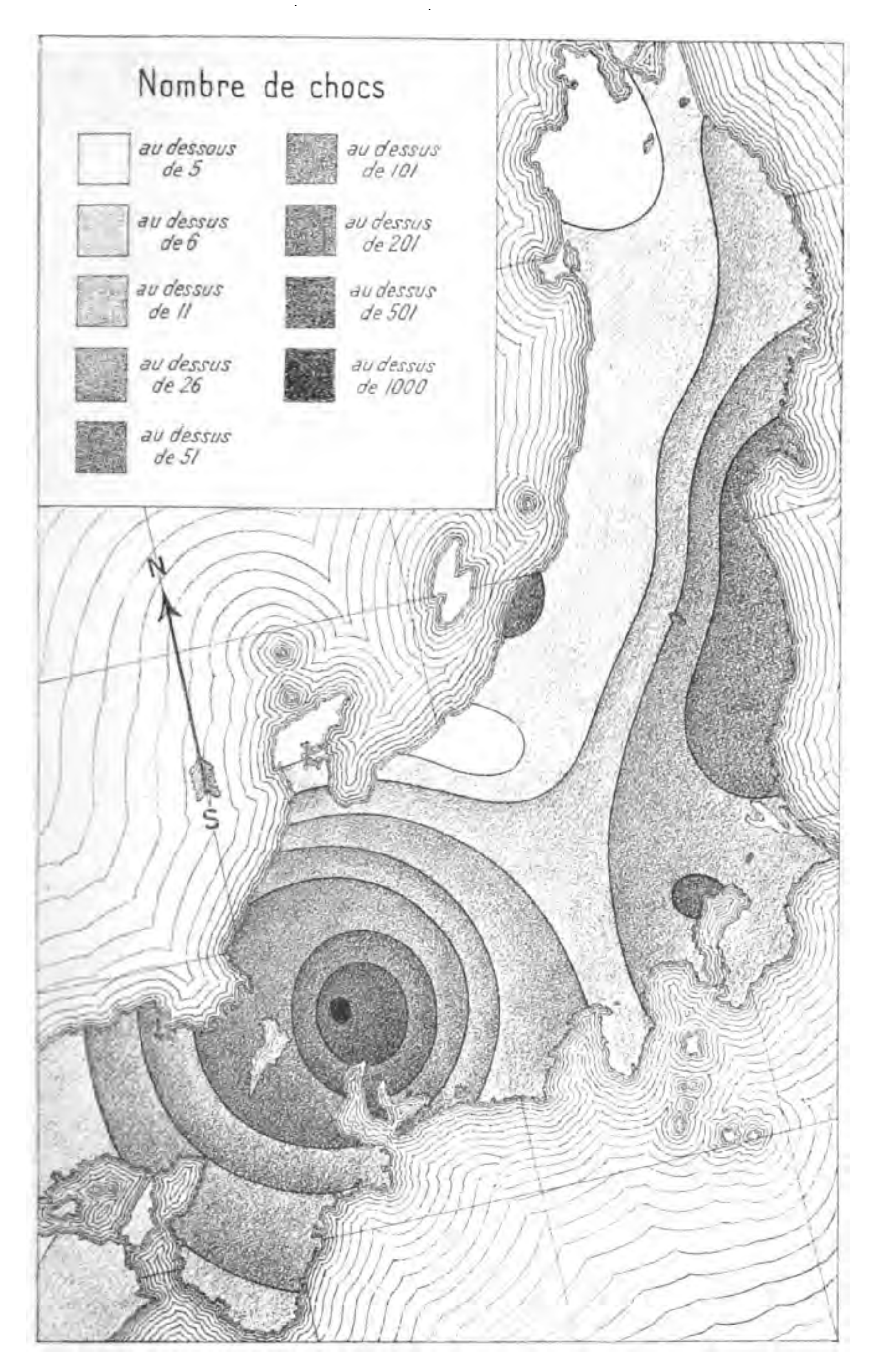
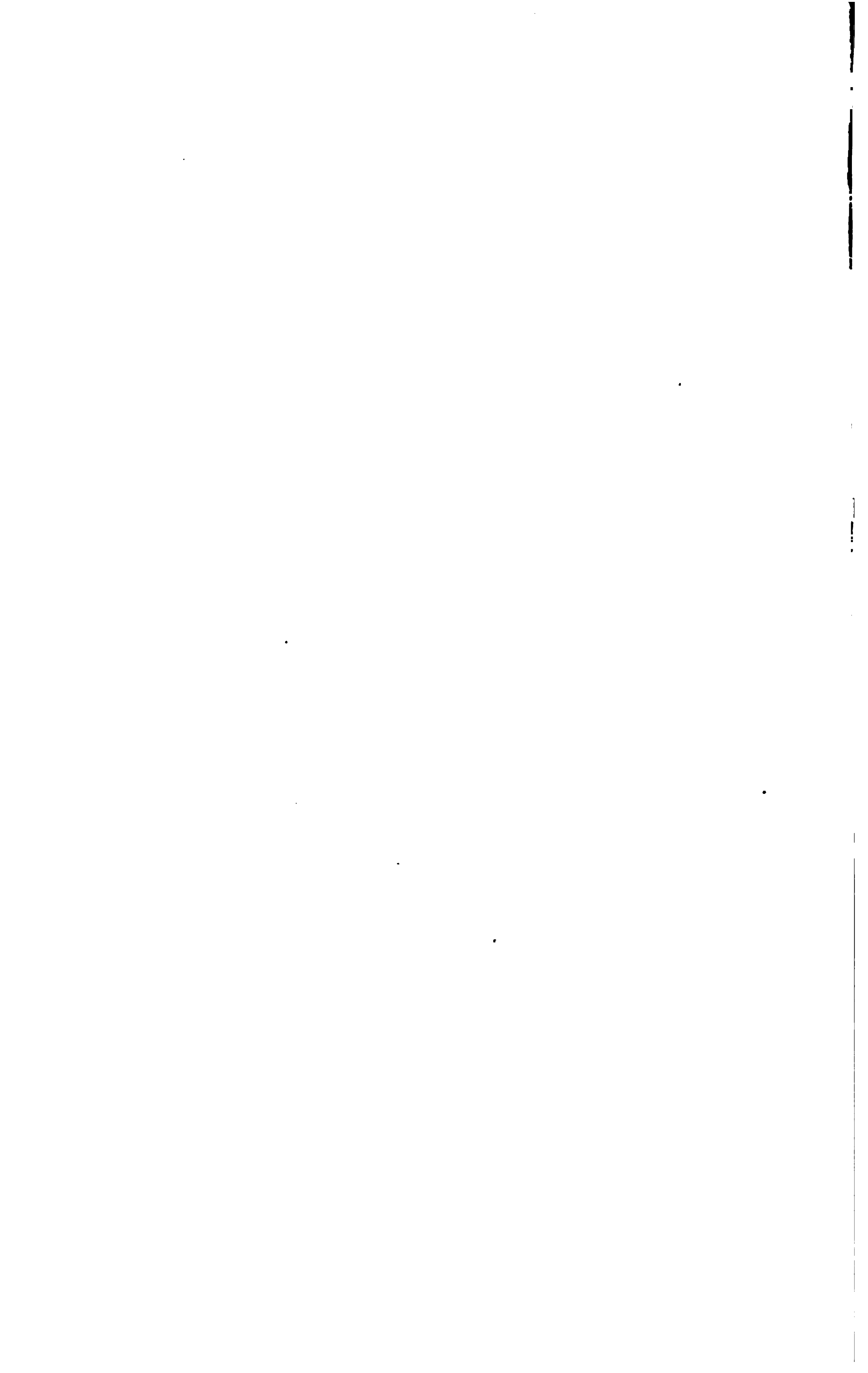


FIG. 30. — CARTE SÉISMIQUE DU NIPPON POUR 1891
(d'après L'OBSERVATOIRE MÉTÉOROLOGIQUE CENTRAL DE TOKYO).



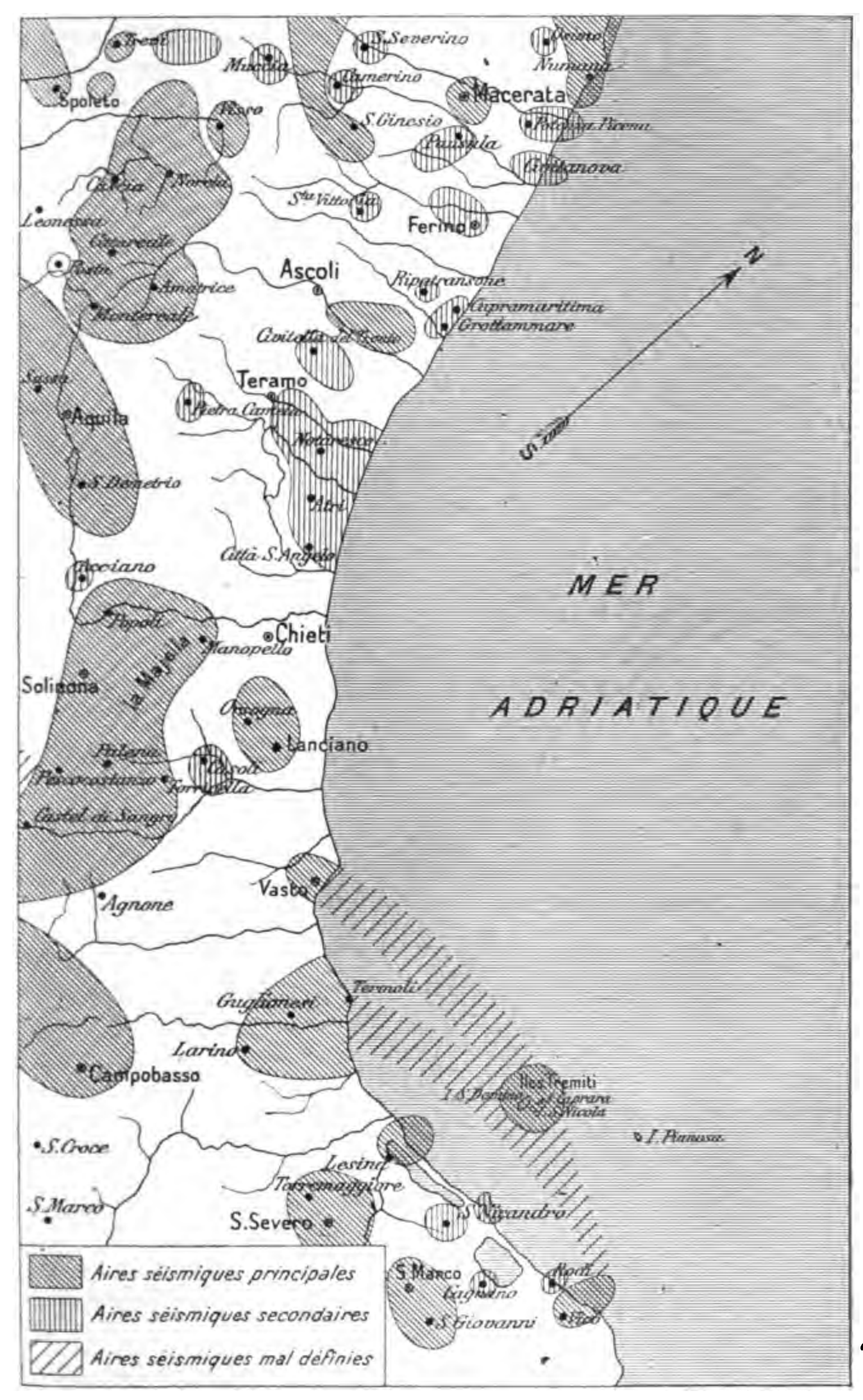


Fig. 40. — Carte séismique des Marches (d'après Baratta).

n'aurait pas pour cela la clef du problème. En effet, les épicentres sont rarement isolés ; le plus souvent ils se distribuent sur des lignes ou des surfaces correspondant à des accidents géologiques bien définis, dont le manque d'équilibre, ou la continuation des efforts tectoniques auxquels ils doivent naissance, causent précisément les tremblements de terre que l'on y ressent. Or ces lignes ou ces surfaces constituent des ensembles discontinus, que par cela même les isosphygmiques continues ne pourront mettre en évidence.

Baratta [1] s'est affranchi de cette difficulté dans de nombreux travaux, et notamment pour sa carte séismique d'Italie, au moyen de teintes plates graduées suivant une échelle conventionnelle et représentant la séismicité. Ce procédé, ou celui équivalent de hachures, donnera des résultats d'autant plus exacts que la carte sera divisée en un plus grand nombre de petites régions particulières.

Un autre mode de représentation consiste à figurer sur la carte tous les épicentres connus par des cercles dont le rayon est en rapport, d'après une échelle arbitraire, avec le nombre des séismes qui en sont émanés pendant la période considérée. O' Reilly [2] s'en est le premier servi pour les Iles Britanniques. En pratique, une échelle proportionnelle, cependant la plus logique, est rarement applicable, et il vaut mieux, en général, se donner une relation exponentielle arbitraire entre le nombre de séismes et le diamètre des points représentatifs. On la fera d'ailleurs varier suivant l'échelle de la carte. Ce système a le très grand avantage de mettre en relief les épicentres avec leur importance relative. Leurs groupements, linéaires ou non, mettront immédiatement en évidence aussi les accidents géologiques dont le rôle séismogénique se lira clairement sur la carte.

On a déjà dit que les isosphygmiques sont, du fait seul de leur continuité, inaptes à représenter un phénomène discontinu comme les tremblements de terre. Cette raison intuitive dispense d'en répéter ici la démonstration mathématique donnée ailleurs [3]. On se contentera de mettre en parallèle la carte isosphygmique et la carte avec points représentatifs de l'Assam pour les 5 238 chocs consécutifs ressentis jusqu'au 31 décembre 1898 après le grand tremblement de terre

[1] *Carta sismica d'Italia* (Voghera, 1901).

[2] Catalogue of the earthquakes having occurred in Great Britain and Ireland, during historical times; arranged relatively to localities and frequency of occurrence, to serve as a basis for an earthquake map of the three Kingdoms (*Trans. of the roy. Irish Ac.*, 1884, XXVIII, p. 285. Dublin).

[3] De Montessus de Ballore. Non-existence et inutilité des courbes isosphygmiques, ou d'égale fréquence des tremblements de terre (*Beiträge zur Geophysik*, 1902, V, p. 467).

du 12 juin 1897 et récolés par Oldham [1]. La première, dont l'établissement a d'ailleurs été extrêmement laborieux, indique autour de Mairang, Surarim et Shillong un maximum d'instabilité séismique que la seconde manifeste pour tout le plateau des Khasi Hills avec prédominance pour son axe, ce qui est parfaitement conforme à l'origine du tremblement de terre et de ses répliques, à savoir un mouvement d'ensemble de l'Assam tout entier. La carte isosphygmique seule aurait donc laissé méconnaître le caractère du phénomène. Ainsi, ces courbes sont non seulement inexactes, elles sont encore inutiles, puisqu'elles ne peuvent donner le renseignement d'ordre géologique qu'on est en droit d'en attendre. Par là s'affirme la supériorité du procédé des points représentatifs.

Toutes ces méthodes pour représenter la séismicité d'un pays ne tiennent compte que de la fréquence et négligent, implicitement au moins, l'intensité, en conséquence de cette observation très ancienne que là seulement où il tremble souvent se produisent des désastres, et réciproquement. Ce principe n'est guère contesté, mais reposant surtout sur une estime grossière des faits, il ne sera pas inutile de rappeler qu'il a été possible de lui donner une confirmation statistique[2]. Prenant pour cela le catalogue [3] des 8 331 secousses ressenties au Japon de 1885 à 1892 et pour lesquelles on connaît l'épicentre et l'aire ébranlée, on trouve, après avoir divisé le pays en un certain nombre de régions particulières de faible étendue, que les aires moyennes ébranlées sont d'autant plus grandes que les foyers correspondants sont situés dans des régions de plus grande fréquence moyenne. Si donc il est exact que l'intensité, ainsi qu'on va le montrer plus loin, peut, dans une certaine mesure et pour un grand nombre de séismes, être mesurée par l'aire ébranlée, il en résulte que pour une première approximation, la séismicité ne dépend que de la fréquence.

Ce principe d'une proportionnalité approchée entre l'aire ébranlée et l'intensité moyenne ne doit pas s'entendre d'un seul tremblement de terre, ni d'un petit nombre d'entre eux. Il est bien connu que certains tremblements de terre, de très faible extension, se sont cependant montrés fort désastreux, tel celui de l'île d'Ischia du 28 juillet 1883, qui n'a pour ainsi dire point été ressenti à Naples, à

[1] List of aftershocks of the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. of the geol. Survey of India*, XXX, part I. Calcutta, 1900).

[2] De Montessus de Ballore. Relation entre la fréquence des tremblements de terre et leur intensité (*Boll. soc. sism. ital.*, 1897, III, p. 9).

[3] Milne. Second catalogue of total earthquake areas and districts (*Seismological journ. of Japan*, 1895, IV, p. 245).

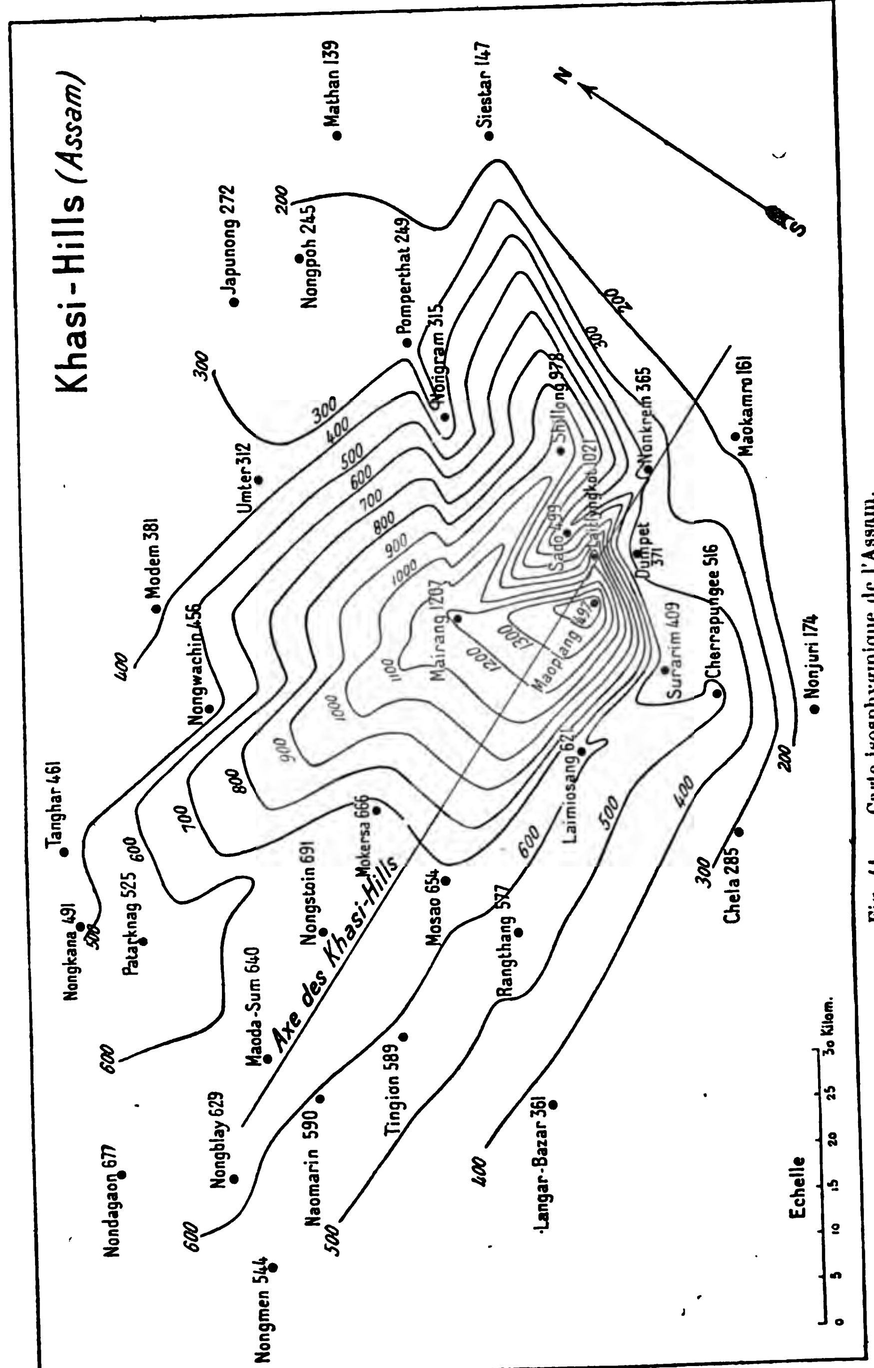


Fig. 41. — Carte isosphygnique de l'Assam.

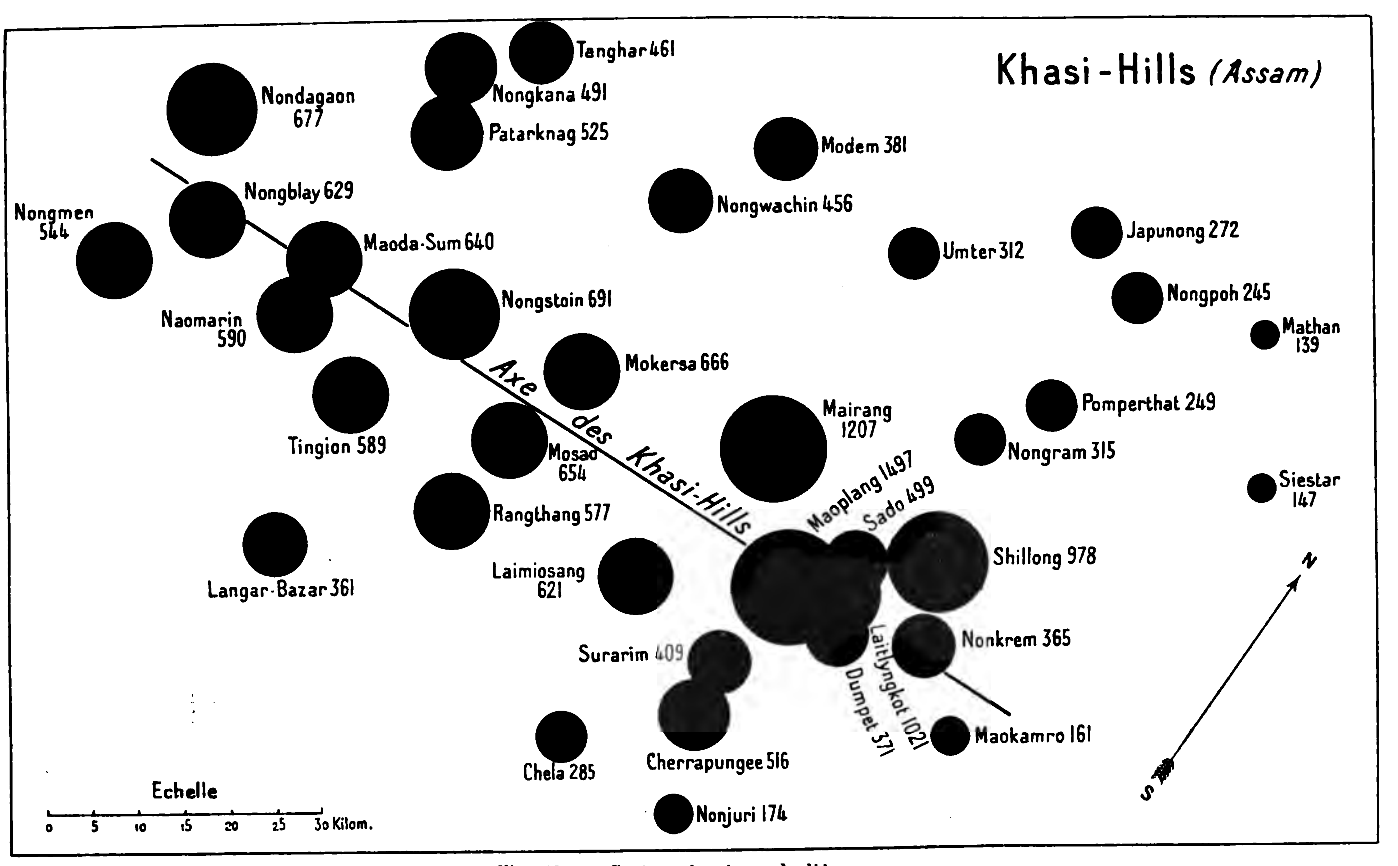


Fig. 42. — Carte séismique de l'Assam.

35 kilomètres de distance seulement. C'est d'ailleurs un argument que l'on a fait valoir en faveur de la volcanicité de son origine. On connaît d'autres exemples, où l'on ne peut invoquer une cause volcanique.

La relation entre la surface ébranlée et l'intensité est évidente pour une même profondeur de foyer. Si on connaît celle-ci, on aura le rayon du volume grossièrement sphérique mis en mouvement par le tremblement de terre en joignant le foyer aux points extrêmes où il a été ressenti, en négligeant, bien entendu, l'espace beaucoup plus grand dans lequel le mouvement s'est continué au delà de la perception par les sens de l'homme. Ce volume, ou mieux sa masse, peut être pris pour mesure de l'intensité, et cela sans aucune hypothèse. Pour un séisme d'intensité donnée, c'est-à-dire dont la sphère d'ébranlement a un certain rayon, l'aire ébranlée sur la surface terrestre dépend de la profondeur du foyer. Or, si l'on considère un très grand nombre de séismes dans une certaine région, il y aura probabilité que toutes ces sphères, de rayons différents, soient coupées par la surface terrestre à toutes les hauteurs relatives possibles comprises entre leur centre et l'extrémité de leur rayon vertical; de sorte que pour ces grands nombres de séismes, l'aire ébranlée, qui n'a aucun rapport avec l'intensité du seul séisme correspondant, à cause de la profondeur variable de l'origine, sera, si on en prend la moyenne, une mesure de l'intensité moyenne. Cette relation est, au contraire, toujours fausse pour un tremblement de terre en particulier, sauf le cas où le foyer serait très près de la surface, ou sur elle, parce que cette aire varie pour une même sphère avec la profondeur de son centre. Ainsi paraît bien justifiée, pour une très longue période, la possibilité de ne tenir compte que de la fréquence pour étudier la séismicité relative des divers pays.

Il sera d'autant plus intéressant d'exposer ici les connaissances tirées de l'observation sur l'aire ébranlée, que cela permettra d'établir par une autre voie que la fréquence et l'intensité varient *grosso modo* parallèlement.

La surface ébranlée par un tremblement de terre, jusqu'à la la limite de perception par les sens de l'homme, varie dans des limites extrêmement étendues; c'est ainsi que le désastre de Lisbonne du 1er novembre 1755 s'est fait sentir sur toute l'Europe centrale, sans laisser que d'atteindre les côtes d'Amérique; mais les relations en sont trop incomplètes, surtout dans ce dernier continent, pour que l'on puisse en déduire la mesure de la surface mise en mouvement. Pour s'en tenir à un séisme mieux étudié, on rap-

pellera que celui de l'Assam, du 12 juin 1897, a produit des dégâts sur 416 000 kilomètres carrés, équivalant aux 4/5 de la surface de la France, et a été sensible sur 4500000, presque la moitié de celle de l'Europe[1]. Celui de Charleston du 31 août 1886[2] a été observé sur un cercle de 22 degrés de rayon sphérique. Mais, d'ordinaire, les surfaces ébranlées sont beaucoup plus faibles; c'est ainsi que nous[3] avons pu déduire d'un catalogue japonais[4] de 482 secousses dont la surface d'ébranlement avait été déterminée, que cette surface moyenne ne dépasse point 1 200 kilomètres carrés, ce qui, pour fixer les idées, équivaut à deux fois et demie la surface du département de la Seine.

L'indépendance réelle entre l'étendue de l'aire ébranlée et l'intensité frappe dans le tableau suivant, où l'on a réuni huit grands tremblements de terre destructeurs, c'est-à-dire d'intensités sinon égales, du moins comparables.

TABLEAU XI

Surfaces d'ébranlements de quelques graves tremblements de terre.

DÉSIGNATION DU TREMBLEMENT	DATE	SURFACE ébranlée en kilomètres carrés
Lisbonne	1er novembre 1755 . . .	35 000 000
Charleston. . . .	31 août 1886.	7 248 900
Assam.	12 juin 1897	4 530 500
Mino-Owari . . .	28 octobre 1891	854 200
Ligurie	23 février 1887.	566 900
Andalousie. . . .	25 décembre 1884 . . .	430 400
Basilicate	16 décembre 1857 . . .	101 400
Ischia	28 juillet 1883	1 500 (?)

De son côté, Omori[5] a donné pour 6456 chocs ressentis au Japon de 1900 à 1903 un tableau des nombres de ceux dont la surface d'ébranlement est comprise entre des limites données et exprimées

[1] Oldham. Report on the great earthquake of June 12th 1897 (*Mem. of the geol. Survey of India*, XXIX. Calcutta, 1899).

[2] Dutton. The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*U. S. Geol. Survey, Ninth Ann. Rep.*, p. 209, 1889).

[3] Sur une limite supérieure de l'aire ébranlée par un tremblement de terre (*C. R. Ac. Sc.*, 1895, I, p. 577).

[4] Seikei Sekiya. Catalogue of 482 earthquakes in 1885 (*Trans. seism. Soc. of Japan*, 1888, X, p. 65).

[5] Note on the relation between earthquakes and changes in latitude (*Publ. of the earthquake invest. Comm. in for. lang.*, 1904, n° 18).

en *ris* carrés (un *ri* carré vaut 15 kmq., 4238) (tableau XII).

Cela équivaut à une moyenne générale de 6279 kilomètres carrés, bien supérieure à celle précédemment indiquée pour la surface ébranlée et à un rayon moyen de 44 kilomètres. Sans s'arrêter à une différence du simple au double, ces calculs n'ayant pas pour objet une détermination précise, mais simplement la recherche de l'ordre de grandeur de cette surface, on confrontera la courbe déduite des chiffres d'Omori avec celle que nous avons anciennement obtenue[1], comme représentant la manière dont 10550 séismes italiens, recueillis par Stef. De Rossi de 1873 à 1888[2], se répartissent quant à l'intensité, telle du moins qu'elle a été indiquée par ce savant séismologue. Les deux courbes ont une allure suffisamment semblable pour que l'on puisse admettre dans une certaine mesure, et pour un très grand nombre de séismes, que l'aire moyenne ébranlée est une mesure approchée de l'intensité.

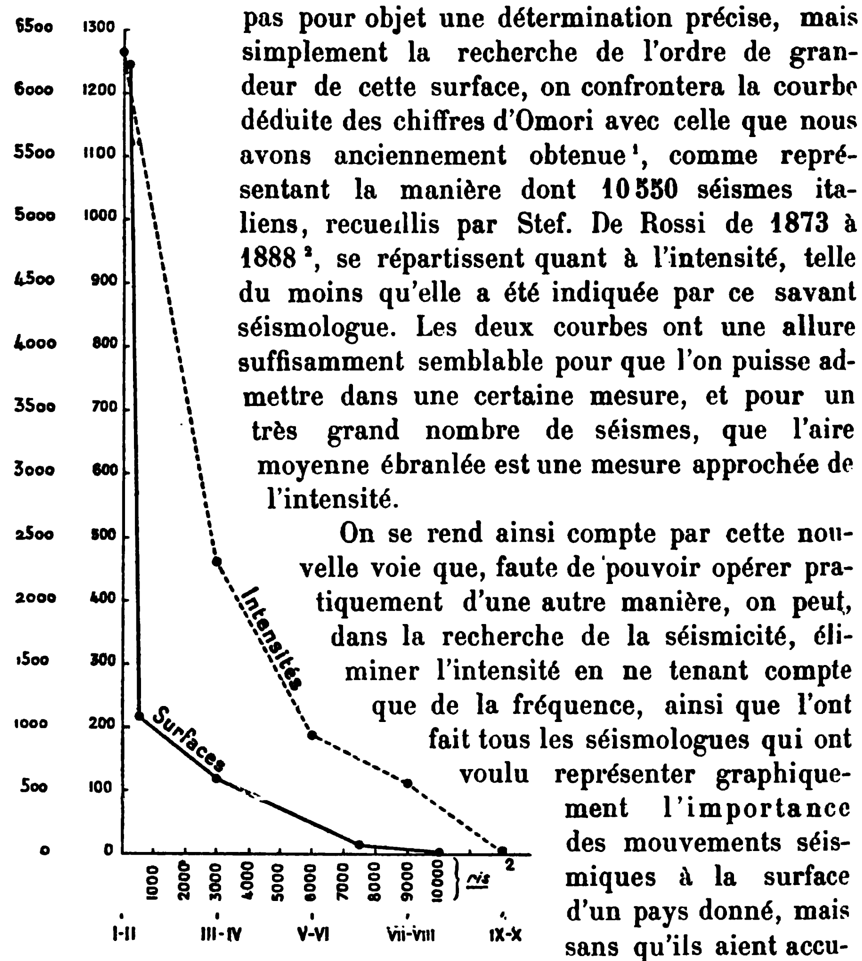


Fig. 43. — Surfaces ébranlées par 6456 séismes japonais, et intensités de 10550 secousses italiennes.

On se rend ainsi compte par cette nouvelle voie que, faute de pouvoir opérer pratiquement d'une autre manière, on peut, dans la recherche de la séismicité, éliminer l'intensité en ne tenant compte que de la fréquence, ainsi que l'ont fait tous les séismologues qui ont voulu représenter graphiquement l'importance des mouvements sismiques à la surface d'un pays donné, mais sans qu'ils aient accusé explicitement cette élimination.

Si maintenant, dans une région particulière de surface A exprimée en kilomètres carrés, on a pendant la durée de p années

[1] Répartition horaire diurne-nocturne des séismes et leur prétendue relation avec les culminations de la lune (*Arch. sc. ph. et nat. de Genève*, 1889, XXII, p. 409. Tableaux annexés).

[2] *Bull. del vulcanismo italiano.*

observé n séismes, la fréquence annuelle moyenne sera $F = \frac{n}{p}$; $\frac{F}{A}$ sera le nombre annuel de séismes par kilomètre carré de la région et $\sqrt{\frac{A}{F}}$ le côté des carrés en lesquels on pourrait décomposer des hachures équidistantes la surface de la région de sorte qu'il y

TABLEAU XII

Surfaces affectées par 6 456 tremblements de terre japonais
(d'après Omori).

ANNÉES	Moins de 100 *ris* carrés.	De 100 à 1000 *ris* carrés.	De 1000 à 5000 *ris* carrés.	De 5000 à 10000 *ris* carrés.	Plus de 10000 *ris* carrés.
1900	1496	237	130	20	5
1901	1278	251	132	20	6
1902	1177	220	113	20	3
1903	1051	184	99	11	3
Totaux	5002	892	474	71	17
Moyennes	1250	223	118	18	4

tremble une fois par an, à supposer hypothétiquement que les tremblements de terre s'y produisent partout uniformément. Ce dernier nombre est donc l'expression numérique de la séismicité de la région considérée, laquelle est d'autant plus stable ou instable que ce nombre est plus grand ou plus petit.

Cette méthode a été appliquée au monde entier dans une série de monographies publiées de 1891 à 1903 et dans un travail d'ensemble[1], mais il faut bien reconnaître qu'elle ne nous a pas donné les résultats que nous en attendions, non seulement parce que dans beaucoup de pays la fréquence n'est pas connue avec l'exactitude

[1] Introduction à une description séismique du globe et mesure de la séismicité (*Beiträge zur Geophysik*, 1900, IV, p. 331).

désirable, mais aussi et surtout parce que l'hypothèse de l'uniformité de la séismicité à la surface d'une région est d'autant plus éloignée de la réalité que cette région est de plus grande étendue. D'une grande à une petite région les résultats ne sont plus exactement comparables. La méthode ne donnerait de bons résultats qu'en l'appli-

TABLEAU XIII

Rapport entre le nombre des secousses et leur intensité.

Intensité. Échelle de De Rossi-Forel. . . .	I. II.	III. IV.	V. VI.	VII. VIII.	IX. X.
Nombres de secousses. .	6313	2312	936	567	422

quant à une petite surface, toujours la même, par exemple le degré carré. Aussi avons-nous dû l'abandonner dans la *Géographie séismologique*, et nous en tenir à la classification des régions en séismiques, pénéséismiques et aséismiques, où les tremblements de terre sont respectivement graves et fréquents, moyennement à craindre et modérément fréquents, enfin jamais sévères et très rares ou même inconnus. Cela n'en a pas moins suffi, pour artificielle et vague souvent que soit cette classification, à faire découvrir les relations générales des tremblements de terre avec l'histoire géologique des différents pays où les deux ordres de faits sont connus avec une certaine précision. C'est tout ce qu'on avait à lui demander.

L'emploi du système des points représentatifs a donné lieu, dans l'application, à des critiques de détails. Il ne vaut qu'autant que les documents utilisés, cela n'est point douteux, mais son principe reste inattaquable si l'on dispose d'un grand nombre d'observations à l'abri de la critique, ce qui n'est pas toujours le cas.

CHAPITRE V

RÉPLIQUES ET CHOCS PRÉMONITOIRES

SOMMAIRE : Définitions. — Absence de loi quant à la répartition et à la succession des épicentres des répliques. — Emploi des isosphygmiques. — Formules d'Omôri et d'Enya. — Modes de représentation graphiques des essaims de secousses d'après Credner et Uhlig. — Périodes séismiques italiennes d'après Cancani. — Relation des répliques avec l'âge des couches terrestres, d'après Kusakabe, et avec la distance à l'épicentre principal d'après Omôri. — Chocs prémonitoires. — Prévision des tremblements de terre et prétendue prèscience séismique des animaux.

Un grand tremblement de terre n'est pour ainsi dire jamais un phénomène isolé, et, s'il est destructeur, il est presque invariablement suivi d'un nombre considérable de chocs consécutifs, ou répliques, dont la fréquence décroît plus ou moins lentement. Souvent quelques-uns de ces chocs sont encore assez intenses pour compléter l'œuvre de ruine du séisme principal, et leur nombre atteint parfois plusieurs milliers. L'état d'agitation du sol peut durer des mois, voire même des années, et atteindre un degré de continuité dont on se ferait difficilement une idée si l'on ne possédait quelques observations très authentiques représentant le sol comme en mouvement *incessant*. Ainsi le 2 avril 1808, au début de la période de secousses qui suivirent le tremblement de terre de Pignerol, on vit pendant des heures entières l'eau s'agiter sans interruption dans des vases d'usage domestique[1].

La production de ces répliques est très naturelle ; on conçoit, en effet, que l'accident, cause du tremblement de terre, ou au sein duquel il a pris naissance, ne puisse, une fois perturbé, reprendre de longtemps son équilibre si violemment rompu ; et les couches dérangées, pressées ou décomprimées, ne retrouvent finalement le repos qu'après de nombreux soubresauts, de plus en plus faibles.

Les répliques entretiennent la terreur parmi les populations

[1] Mercalli. *I terremoti della Liguria e del Piemonte* (Napoli, 1897).

éprouvées, elles retardent leur retour aux habitations restées indemnes et gênent les réparations à faire à celles endommagées; d'ailleurs, elles jettent un grand jour sur la nature du phénomène séismique en général. A ce double titre leur étude est importante.

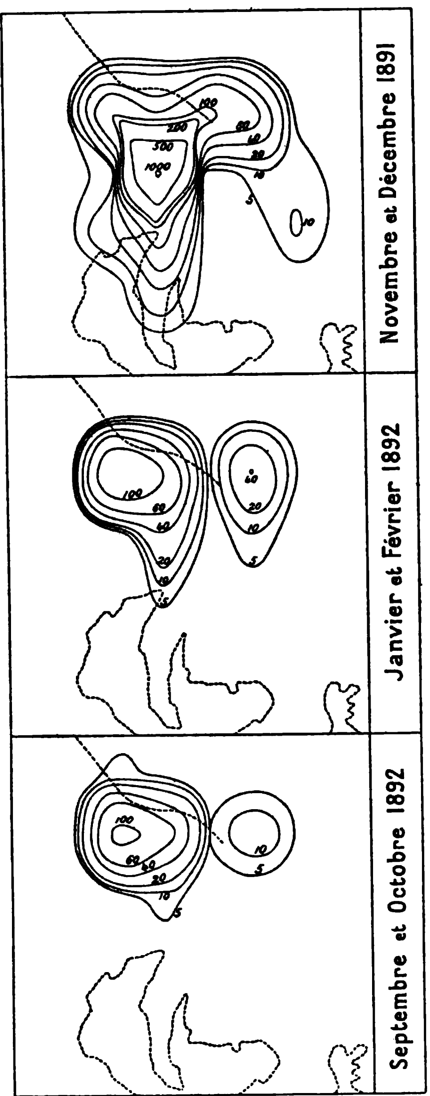


Fig. 44. — Isosphygmiques bi-mensuelles du tremblement de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1901 (d'après Davison).

Les épicentres des répliques successives ne coïncident point, en général, avec celui du tremblement de terre principal, et ils voyagent, sans loi apparente, sur toute l'étendue, plus ou moins grande, de la surface la plus fortement ébranlée. Nous avons démontré cette absence de loi pour les 5238 répliques du désastre de l'Assam[1] du 12 juin 1897; mais il serait imprudent, sans doute, d'affirmer qu'il en est toujours ainsi, et qu'il faut absolument rejeter l'opinion d'après laquelle les centres successifs d'ébranlement manifestent parfois une tendance générale à marcher dans une direction déterminée, comme s'il se passait quelque chose d'analogue à l'agrandissement progressif d'une fente dans une plaque de verre brisée, comparaison quelquefois énoncée. Il est toutefois bien avéré qu'une telle loi ne s'est pas mise en évidence pour deux des grands tremblements de terre à répliques étudiés au Japon : celui du Mino et de

[1] *Géographie séismologique*, p. 198, fig. 27.

l'Owari du 28 octobre 1891[1], et celui de l'Hokkaido du 22 mars 1894[2].

En ce qui concerne particulièrement le tremblement de terre du Mino et de l'Owari, il résulte des travaux d'Omôri, de Davison[3] et de Kôtô[4], que les foyers des répliques, après s'être maintenus un certain temps au voisinage de la grande faille ouverte dans la vallée de Néo, s'en sont éloignés puis rapprochés à plusieurs reprises, et que la tendance générale définitive a été dans le sens de l'éloignement. Si l'on se reporte, en effet, aux tracés de Davison, par lesquels il représente le phénomène au moyen de courbes isoséismales, ou mieux isosphygmiques, c'est-à-dire des courbes lieux des localités pour lesquelles des nombres égaux de séismes ont été signalés pendant des périodes successives de deux mois, on voit le maximum principal se manifester toujours dans le Sud de la faille de Néo, mais avec deux maximums secondaires qui se dessinent, l'un vers l'extrémité Nord autour de Fukui, l'autre un peu plus important, au S. E. de Gifu, vers Nagoya. Ce dernier foyer subsistait encore un an après l'événement. Il va sans dire que nous répudions absolument, au moins au point de vue théorique, ce mode de représentation par courbes continues, la discontinuité étant un caractère essentiellement propre aux phénomènes séismiques, ainsi qu'on l'a expliqué dans le chapitre précédent. Mais cela n'infirme point les conclusions de Davison, car elles résultent des nombres mensuels des répliques et de la tendance que montrent leurs épicentres à se grouper avec plus de densité dans les trois districts précédemment indiqués.

Omôri a donné sous la forme suivante la relation qui lie le nombre y des répliques correspondant à un jour donné x après le choc principal. C'est une hyperbole; k et h étant des constantes numériques caractérisant chaque cas particulier.

$$y = \frac{k}{h + x}$$

Cette équation représente très bien les observations, ainsi que le montre le tableau XIV, établi pour le tremblement de terre de l'Hokkaido du 22 mars 1894.

[1] Omôri. Note on the aftershocks of the Mino-Owari earthquake of October 28th 1891 (*Public. of the earthquake invest. Comm. in for. lang.*, 1902, n° 7, p. 27).

[2] Omôri. Note on the aftershocks of the Hokkaido earthquake of March 22nd 1894 (*Id.*, 1900, n° 4, p. 39).

[3] The aftershocks of earthquakes (*Natural science*, June 1891, VI, n° 40, p. 391. London).

[4] The cause of the great earthquake in central Japan, 1891 (*Journ. Coll. of. sc. of the imper. Univ. of Tokyo*, 1893, V, part IV, p. 291).

Etant donné que la moyenne annuelle normale des chocs ressentis à Gifu (Owari) est de 18, la formule d'Omôri[1]

$$y = \frac{440,7}{y + 2,314},$$

calculée en appliquant la méthode des moindres carrés aux nombres

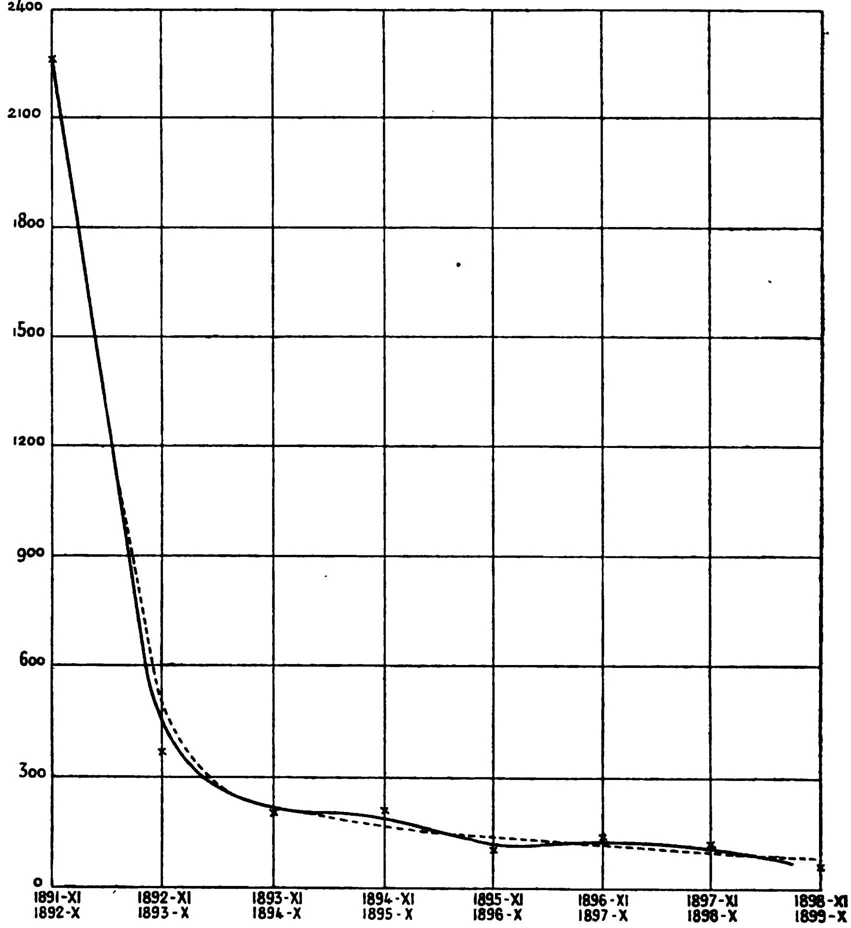


Fig. 45. — Variations de la fréquence des tremblements de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1891 (d'après Dairoku Kikuchi).

de répliques observées pendant les cinq premiers jours, montre que ce nombre de 18 ne sera obtenu qu'environ un demi-siècle plus tard, c'est-à-dire que l'équilibre séismique ne sera atteint qu'après cette longue période. Mais il est vraisemblable que, dans une région aussi

[1] Note on the after-shocks of earthquakes (*Journ. Coll. of sc. of the imper. Univ. of Tokyo*, 1894, VII, parts II, III).

instable, il se sera de nouveau rompu bien avant par quelque autre grand tremblement de terre. Quoi qu'il en soit, l'accord de la formule avec les observations ultérieures est tellement précis que celle-ci, publiée en 1894, faisait prévoir pour les années 1898 et 1899 les

TABLEAU XIV

Répliques du tremblement de terre d'Hokkaido

(d'après Omori).

JOURS		NOMBRE DE RÉPLIQUES	
x		Observées	Calculées.
	De midi du 23 à midi du 24	88	89,6
	» 24 » 25	42	42,2
	» 25 » 26	31	27,9
	» 26 » 27	19	20,6
	» 27 » 28	16	16,3

nombres respectifs de 66 et de 57 répliques, qui, ajoutées aux 18 de fréquence annuelle moyenne, donnent un total de 159, nombre bien rapproché des 163 réellement observées. C'est là un remarquable exemple de prévision séismique, encore une autre fois vérifiée pour les répliques du tremblement de terre de l'Hokkaido du 22 mars 1894. Ici la formule

$$y = \frac{79,9}{x + 0,8896}$$

prévoit pour les 3e et 4e années suivantes 32 et 23 répliques respectivement, qui, avec les 39 annuelles, donnent un total de 133, tandis qu'il en a été observé 87 et 52, total 139. Dans ces deux exemples le régime séismique normal est très long à se rétablir; il n'en est pas toujours ainsi, tel le cas du tremblement de terre du 4 novembre 1854 dans la province de Tosa, dont l'équation des répliques était [1] :

$$y = \frac{252,2}{x + 1.098}$$

Enya[2] ayant, par des procédés un peu différents, trouvé une équation tout à fait analogue, on pourrait se croire autorisé à penser qu'il

[1] Omóri. Sulle repliche del gran terremoto giapponese del 1854 (*Boll. soc. sism. ital.* 1896, II, p. 152)

[2] Sur les répliques des tremblements de terre (*Public. of the earthquake invest. Comm.*, 1901, n° 35, p. 35. En japonais).

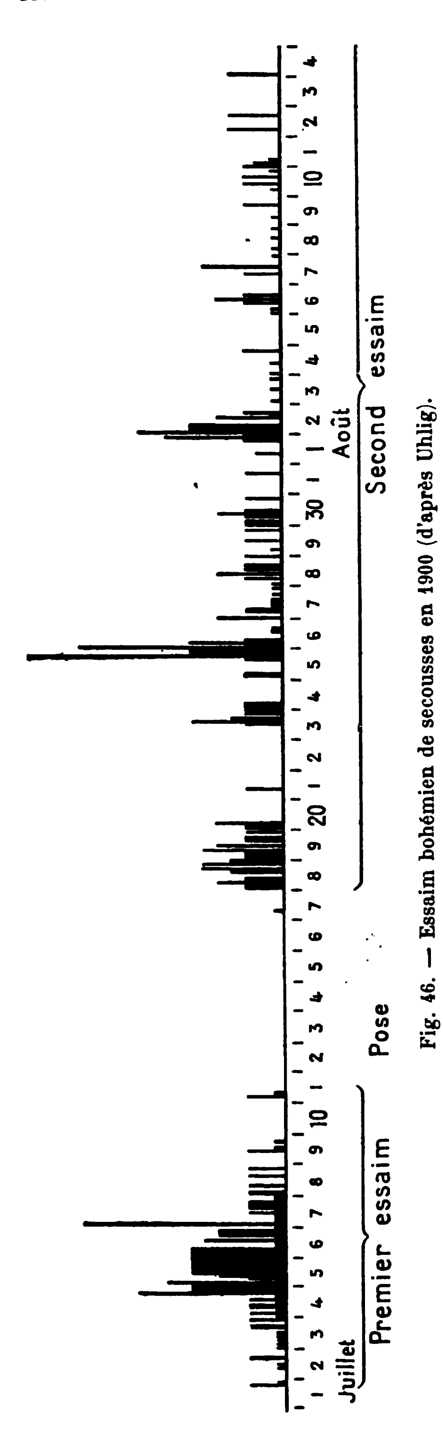


Fig. 46. — Essaim bohémien de secousses en 1900 (d'après Uhlig).

s'agit là d'un processus général et inhérent à la nature même des choses. On montrera plus loin qu'il n'en est rien, et que ce mode de représentation n'est applicable que dans les cas pour lesquels il a été établi.

Divers modes de figuration graphique ont été appliqués aux répliques. On a déjà parlé des courbes isosphygmiques bi-mensuelles de Davison, dont l'utilité réelle ne compense peut-être pas complètement l'inexactitude de principe. Mais le procédé de Credner[1] est très recommandable à cause de sa clarté. Il consiste à prendre pour axe des ordonnées l'échelle des intensités De Rossi-Forel, et à porter le temps sur celui des abcisses. On élève aux dates et heures des répliques des ordonnées d'une hauteur correspondant à leurs intensités. Quand, par suite d'une échelle trop petite, il se produit une inextricable accumulation, on y inscrit le nombre de secousses. Ce procédé a aussi été appliqué par Uhlig[2] à l'essaim de secousses de l'Erzgebirge en 1900, phénomène ne différant des sé-

[1] Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897 (*Abhandl. d. mat. - phys. Cl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss.*, 1898, XXIV, n° IV, p. 317. Leipzig).

[2] Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, 1901, III).

ries de répliques précédemment étudiées qu'en ce que le tremblement de terre principal fait défaut, ou que du moins son importance relative réelle est beaucoup moins accentuée par rapport aux autres chocs. Ainsi déjà se trouve entamée la prétendue généralité de l'équation d'Omôri, qui n'a plus de sens en l'absence d'un choc principal.

Toutes les fois que se produit un grand tremblement de terre, les habitants effrayés ne se décident que longtemps après à rentrer dans leurs demeures, anxieux de savoir si de nouvelles secousses désastreuses ne viendront point parfaire l'œuvre de destruction et ensevelir les survivants sous les débris des murs déjà fendus et crevassés, mais encore restés debout. Leur appréhension n'est que trop bien justifiée; le fait s'est fréquemment produit dans les régions instables. Pour répondre à une question souvent posée, même par les autorités publiques, à l'office central géodynamique de Rome, Cancani[1] s'est proposé de résoudre par l'histoire des essaims séismiques italiens les deux questions suivantes :

Etant donné un tremblement de terre de notable intensité, d'autres doivent-ils se répéter à bref intervalle?

Dans le cas de l'affirmative, seront-ils plus ou moins forts que le premier?

Pour cela, Cancani a étudié dans ce sens 300 périodes séismiques italiennes, échelonnées entre le 3 décembre 1315 et le 5 mars 1902, et les classe sous cinq types différents. Le savant séismologue s'est cependant bien rendu compte de ce que peut présenter de dangereux une telle statistique dont l'exactitude supposerait de la part des observateurs un calme bien rare après les tremblements de terre. Quoi qu'il en soit, voici ses résultats :

A.) La secousse principale se produit au commencement. La période est assez courte, pas plus d'une dizaine de jours, parce que l'hypocentre est très peu profond. Les répliques se font de plus en plus rares et moins intenses.

B.) La secousse principale se produit au commencement, souvent précédée de quelques-unes plus faibles. La période dure d'une dizaine de jours à trois mois, à proportion de la profondeur de l'hypocentre. Les répliques se font de plus en plus rares et moins intenses.

C.) La secousse principale se produit au commencement, précédée de secousses plus faibles et suivie de plusieurs centaines ou même de milliers d'autres moins intenses aussi, qui se prolongent de trois

[1] Sulla distribuzione della intensità delle repliche nei periodi sismici italiani (*Boll. soc. sism. ital.*, 1902, VIII, p. 17).

mois à une année et plus. Les répliques vont en décroissant de fréquence et d'intensité. L'épicentre se disloque pendant la période.

D.) La secousse principale se produit plus ou moins tardivement, mais jamais plus tard qu'un dixième de la durée de la période. Les répliques et les secousses prémonitoires ne présentent aucune régularité, ni quant à leur fréquence, ni quant à leur intensité.

E.) Il n'y a pas de secousse principale, mais plusieurs secousses notables d'égale intensité, s'intercalant parmi d'autres plus légères. Aucune régularité non plus quant à leur distribution.

Ces 300 périodes italiennes se répartissent ainsi qu'il suit. d'après les cinq types établis par Cancani.

TABLEAU XV

Répartition de 300 périodes séismiques italiennes

(d'après Cancani).

A	66	213
B	90	
C	57	
D	43	87
E	44	
	300	

Il en conclut que dans 70 pour cent des cas, le tremblement de terre principal se fait sentir au commencement de la période, c'est-à-dire que les ruptures d'équilibre tectonique se produisent brusquement et sans, ou presque sans avertissement préalable. Dès lors, un tiers des essaims séismiques, les *Schwarmbeben* des séismologues allemands, ne satisferaient pas à l'équation d'Omôri. On pourrait objecter à cette conclusion qu'il est bien risqué d'aller chercher des observations dignes de foi jusqu'au commencement du XIVe siècle; mais comme les cas étudiés si soigneusement par Credner et Uhlig pour l'Erzgebirge ne rentrent pas non plus dans cette formule, on est en droit de ne la tenir pour exacte que pour les circonstances particulières qui ont permis de l'établir. Son intérêt en diminue d'autant, et l'on ne saurait lui assigner un caractère général.

On a vu Cancani faire intervenir la profondeur de l'hypocentre dans la définition des premiers types d'essaims de secousses. Mais c'est là un élément dont la détermination est soumise à trop de difficultés, encore inextricables, pour que l'on puisse, dans l'état actuel

de nos connaissances, tenir compte dans la moindre mesure des assertions du savant séismologue italien à cet égard.

Dans l'Erzgebirge, les essaims de secousses ne sont généralement pas la conséquence d'un tremblement de terre principal, mais si l'on prend pour ordonnées les intensités, on voit les essaims se rapporter à deux types particuliers qui se reproduisent : dans l'un la courbe représentative est hérissée de vifs maximums séparés par des intervalles assez réguliers de plusieurs jours, tandis que dans l'autre, une courbe uniformément horizontale se termine brusquement après plusieurs maximums très rapprochés et très marqués [1]. Cette double manière d'être est sans doute le résultat de deux processus tectoniques différents. En tout cas, de même qu'en Italie, on est bien loin de la loi mathématique des essaims japonais, ressentis à la suite des grands tremblements de terre de ce pays.

Il y avait mieux à tirer de l'étude des répliques, et c'est ce qu'a fait Kusakabe [2]. Ayant mesuré les modules d'élasticité d'un grand nombre de roches différentes et s'appuyant sur une théorie mathématique de la propagation des ondes séismiques dans un milieu élastique, il a établi une relation théorique donnant la fréquence des répliques en fonction du temps et des constantes élastiques du milieu traversé. Il n'y a lieu d'en retenir ici que les conséquences relatives à la constitution des roches constituant le milieu. Au Japon, leur conductibilité pour les ondes séismiques croît des roches tertiaires aux roches mésozoïques, de celles-ci aux paléozoïques, et enfin de ces dernières aux roches archéennes, en même temps d'ailleurs que les modules d'élasticité. Ainsi, la fréquence des chocs consécutifs, en une localité située à une distance donnée du foyer du tremblement de terre principal, augmente avec l'âge des roches au travers desquelles l'ébranlement séismique s'est propagé ; c'est-à-dire que la distance entre deux lignes successives d'égale fréquence est d'autant plus grande que l'âge des couches traversées est plus reculé.

Ces curieuses et fort intéressantes conclusions se vérifient assez bien pour les courbes d'égale fréquence, ou isosphygmiques, des répliques du grand tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891, telles que les a déterminées Omôri pour plus de 800 d'entre elles. On voit, en effet, l'isosphygmique 500 tout entière dans le Quaternaire ; de forme allongée, elle s'étend presque de Gifu

[1] Knett. Das erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis 5. Feber 1824 (*Lotos*, 1899, n° 5. Prag).

[2] Modulus of elasticity of rocks, and velocities of seismic waves, with a hint of the frequence of after-shocks (*Publ. of the invest. earthquake Comm. in for. lang.*, 1904, n° 17).

à Nagoya. Les autres isosphygmiques, loin d'être semblables à la première, prennent au contraire une forme quadratique décidée. A l'Ouest, dans le Quaternaire, elles sont parallèles entre elles, tandis que dans les trois autres directions, elles se rétrécissent et se renflent avec toutes sortes d'inégalités, mais qui ne laissent cependant pas que de se laisser ramener à une formule simple : elles se resser-

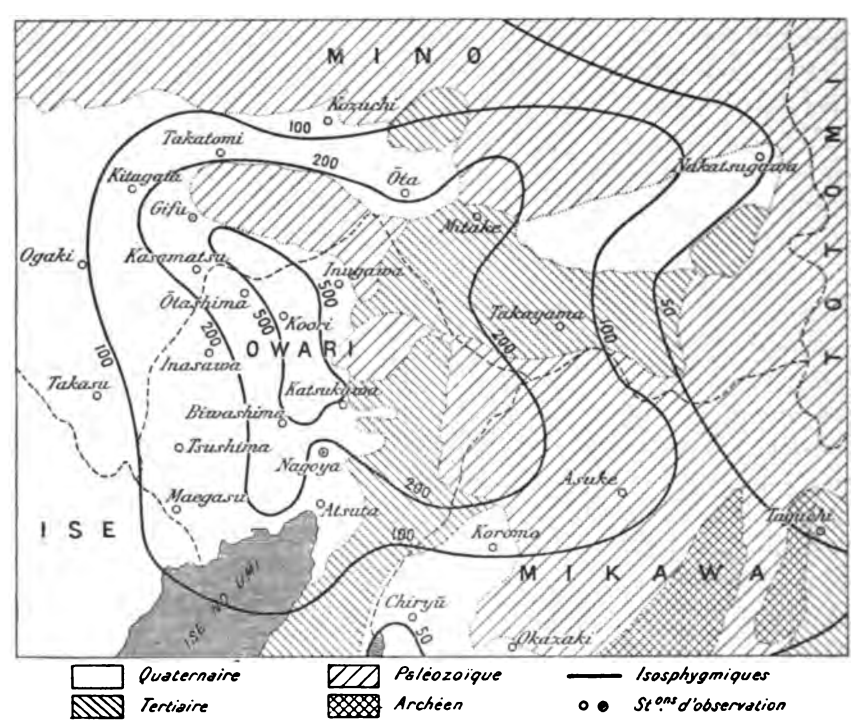


Fig. 47. — Isosphygmiques des répliques du tremblement de terre du Japon central du 23 octobre 1891 (d'après Omôri et Kusakabe).

rent là où domine le Tertiaire et se dilatent dans le Paléozoïque et surtout dans l'Archéen. Cet intéressant résultat, conforme à la théorie de Kusakabe, est des plus dignes d'attention, et il souligne une fois de plus l'intime relation de la séismologie avec la géologie. Allant plus loin, on dira que si les répliques subissent dans leur fréquence une influence aussi accentuée du milieu superficiel, c'est qu'elles ont une origine beaucoup moins profonde que celle qu'on est habitué à voir assigner aux foyers des tremblements de terre.

Poursuivant dans le détail ses investigations sur les chocs consécutifs au tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891, Omôri a vu leur fréquence diminuer rapidement

dans une localité donnée à mesure qu'augmentait sa distance au centre principal d'ébranlement, telle qu'il la mesurait sur la carte comme rayon moyen des isosphygmiques dont il négligeait les irrégularités. Du graphique obtenu en prenant pour ordonnée y, le nombre de répliques correspondant à la distance x prise pour abcisse, il a tiré l'équation :

$$\log. y = 2,89 - 0,0105\, x$$

qui représente très bien les observations, ainsi qu'en témoigne le tableau suivant :

TABLEAU XVI

Rapport entre le nombre de répliques et la distance au centre d'ébranlement

(d'après Omôri).

NOMBRE DE répliques. y		RAYON MOYEN DE l'isosphygmique. x	
Observé.	Calculé.	Observé.	Calculé.
100	111	78	80
50	48	113	115
20	16	160	161
10	10	180	161
6	6	200	201

Il est assez difficile de se prononcer sur la valeur réelle de cette relation purement empirique, établie d'ailleurs pour un seul tremblement de terre, et rien ne prouve même que la forme de l'équation subsisterait dans d'autres cas. L'accord constaté entre le calcul et l'observation prouve simplement que la recherche algébrique de l'équation destinée à représenter la marche du phénomène a été bien faite, rien de plus, et l'appareil mathématique a le grave inconvénient, ici comme dans beaucoup d'autres cas, de permettre des illusions sur le sens réel de ces relations chiffrées. Aussi Kusakabe, dans le mémoire cité, a pu remplacer l'hyperbole d'Omôri pour la fréquence des répliques en fonction du temps par une logarithmique plus compliquée il est vrai. Il est toutefois bien évident que le phénomène, quoique représenté par une relation dont l'exac-

titude théorique reste douteuse et doit être probablement considérée comme sans signification profonde, doit suivre une marche générale dans le sens indiqué, tant il paraît naturel que les répliques se produisent surtout au voisinage de l'accident géologique dont la rupture d'équilibre a été la cause du tremblement de terre principal.

En thèse générale, le problème des répliques est certainement beaucoup plus complexe que ne l'indiquent les formules empiriques d'Omôri et d'Enya, simple cas particulier et simplifié d'une théorie plus complexe due à Kusakabe [1], comme suite à ses premières recherches relatées plus haut. Soient :

F la fréquence des répliques au temps t ;

h et h' des constantes ;

T le temps nécessaire pour que les actions séismogéniques développent des forces élastiques suffisamment grandes pour donner lieu à un tremblement de terre ;

On aurait :

$$F = \frac{h}{t + h'} - \frac{h}{T} \log. \left(1 - \frac{T}{t + h'}\right)$$

Cette formule contient un terme hyperbolique, correspondant aux formules d'Omôri et d'Enya, et un terme complémentaire logarithmique.

D'après Kusakabe, les répliques seraient dues à l'imperfection de l'élasticité des matériaux de l'écorce terrestre. En raison de cette élasticité défectueuse et restreinte, ces matériaux sont sollicités d'une manière continue à reprendre leur configuration normale ou d'équilibre, altérée par les efforts tectoniques auxquels ils sont soumis ; mais cette tendance ne se manifeste que d'une façon intermittente par les répliques. Plus T est petit, plus la fréquence diminue, et en même temps, plus la courbe diffère de l'hyperbole d'Omôri. Or T est plus petit dans le cas d'un tremblement de terre de nature explosive que dans celui d'un séisme d'origine tectonique et, en effet, l'expérience montre que dans le premier cas, celui d'un tremblement de terre d'origine volcanique, les répliques sont en bien moins grand nombre que dans le second cas. Tout cela n'est exact que pour la zone épicentrale. Quant aux points à distance de cette zone, il s'y introduit l'influence perturbatrice de la nature des roches qui séparent les points considérés de l'origine, et il devient beau-

[1] Frequency of after-shocks and space-distribution of seismic waves (*Journ. Coll. sc. imp. Univ. of Japan*, March 1906).

coup plus malaisé de prévoir ce qui se passera dans cet intervalle. Ces considérations, extrêmement intéressantes, montrent bien la réelle complication d'un phénomène que l'on a cru simple, et dont la complexité véritable se révèle dans les recherches de Cancani.

Les grands séismes ne sont pas seulement suivis de plus ou moins nombreux chocs consécutifs, ils sont parfois précédés aussi de secousses prémonitoires, ou regardées comme telles, mais surtout après coup. Bien moins nombreuses que les répliques, elles sont rarement étudiées avec soin, car elles ne bénéficient pas de l'intérêt qui s'attache aux secousses postérieures à l'événement principal, et il est souvent difficile de les dégager, *a posteriori*, des secousses correspondant à la fréquence habituelle normale, laquelle n'est pas toujours exactement connue et qui, du reste, est soumise à bien des fluctuations irrégulières. Si ce sont des phénomènes avant-coureurs, ne permettraient-elles pas d'entrevoir dans une certaine mesure la possibilité de prévoir les séismes destructeurs ? La solution de ce problème angoissant serait relativement facile si l'on pouvait embrasser, dans une même formule, chocs prémonitoires et chocs consécutifs, comme Omôri l'a fait pour les derniers, à supposer que cette relation soit générale, ce qui n'est rien moins que certain, ainsi qu'on l'a montré plus haut. Si parfois l'on a vu des empiriques réussir à prédire des catastrophes par l'observation des secousses prémonitoires, l'on s'est bien gardé d'enregistrer leurs insuccès, et il faut renoncer à la prévision des désastres séismiques par cette voie.

Dans de très nombreuses relations des grands tremblements de terre, on lit qu'un certain temps auparavant, des animaux les plus divers, domestiques ou sauvages, ont donné d'évidents et vifs signes d'agitation, et l'on en a souvent conclu à un certain don, parfaitement invraisemblable d'ailleurs, de prescience séismique. Ces faits n'ont pour ainsi dire jamais été soumis à un examen scientifique sérieux, mais ils se rencontrent si fréquemment qu'il est difficile de les rejeter en bloc. L'intervalle de temps entre ces phénomènes d'agitation, de mouvements désordonnés et anormaux ou d'effroi manifeste, et le tremblement de terre est très variable ; on le compte par secondes, minutes, heures, jours même. S'il s'agit de secondes, les frémissements préliminaires aux ébranlements séismiques donnent la clef du problème, ainsi qu'on le verra plus loin ; mais pour les plus longs intervalles, on en est réduit à de simples suppositions. La plus plausible d'entre elles consiste à penser que de très légères secousses prémonitoires échappent à l'homme par leur faiblesse, mais sont perçues, grâce à des sens plus affinés, par les animaux mieux reliés

au sol par leurs attitudes propres et quatre supports, ou même plus, au lieu de deux [1].

On aura plus loin à étudier les nombreuses et actives recherches faites à diverses époques pour soumettre les phénomènes séismiques, sensibles ou non, à des lois de périodicité; on en constatera en même temps l'irrémédiable insuccès. Les répliques des grands tremblements de terre n'ont pas échappé à ces tentatives et, tout récemment, Oddone [2] a signalé que lors de celui de la Macédoine du 4 avril 1904, des répliques d'intensités décroissantes se sont produites à des intervalles de temps présentant avec la propagation des ondes séismiques au sein de la terre, de curieuses relations. Pour ce grand tremblement de terre il y eut trois secousses principales, dont la dernière fut la plus violente et de nombreuses répliques dont le tableau suivant donne les 7 premières (numérotées IV à X).

I.	10 h. 4′.	Violente, provoque des ruines.
II.	10 h. 9′.	Très forte.
III.	10 h. 27′.	La plus forte.
IV.	10 h. 32′.	
V.	10 h. 37′.	
VI.	11 h. 0′.	
VII.	11 h. 8′.	
VIII.	11 h. 18′.	
IX.	11 h. 31′.	
X.	11 h. 34′.	

(Accolades : I à V : 33′ ; III à VI : 33′ ; VI à X : 34′ ; I à VII : 64′ ; III à IX : 64′.)

On note que les intervalles de I à V, de III à VI et de VI à X sont de 33 à 34′. Or c'est, à une minute près, le temps que, d'après les tableaux les plus récents, les ondes séismiques longitudinales, d'ailleurs sensibles aux seuls appareils, ou les premiers frémissements préliminaires, emploient pour aller de l'épicentre à l'antipode et en revenir. De la même façon les intervalles de I à VII et de III à IX sont de 64′, c'est-à-dire, à 2′ près, égaux aux temps que les ondes transversales, microséismiques elles aussi, ou les seconds frémissements préliminaires, emploient pour ce même trajet aller et retour de l'épicentre à l'antipode. De là Oddone déduit que les premiers frémissements de I et de III ont, après leur retour de l'antipode, provoqué la production des secousses V et VI ; ces derniers auraient même après

[1] De Montessus de Ballore. Les animaux prévoient-ils les tremblements de terre? (*Revue des questions scientifiques*, Juillet 1903, Louvain).

[2] Sur quelques constantes sismiques déduites du tremblement de terre du 4 avril 1904 (*C. R. Ac. sc.*, CXLIV., 18 mars et 2 avril 1907).

un second retour à l'antipode été capables de provoquer encore la secousse X; de même les seconds frémissements de I et de III auraient provoqué les secousses VII et IX.

A en croire ces observations, des ébranlements microséismiques seraient capables de provoquer la production de macroséismes, tant serait instable, un certain temps après un grand tremblement de terre, l'équilibre des couches une fois violemment dérangées. Un tel résultat n'est pas sans surprendre si l'on compare l'énergie mécanique du choc consécutif à celle du microséisme qui l'aurait pour ainsi dire déclanché. Pour appuyer sa manière de voir, M. Oddone a bien voulu nous communiquer deux tableaux d'assez nombreux tremblements de terre importants pour lesquels se sont produites des répliques environ 33 et 64′ après. Nous avons pu nous-même augmenter ces tableaux. Mais par contre on peut citer des séismes dont les répliques ne satisfont plus à la relation suggérée par le savant séismologue italien. Ce sont ceux de Chémakha du 13 février 1902, de Kachgar du 22 août 1902, du Baïkal des 22 novembre 1902, 9 et 23 juillet 1905 et enfin de Kouznetzk du 22 mars 1903.

Ces cas dans lesquels la relation d'Oddone semble en défaut prennent une importance capitale si l'on réfléchit que les heures de leurs répliques ont été déterminées par les stations séismologiques plus ou moins voisines du réseau russe, tandis que les heures de celles utilisées dans les tableaux en question résultent d'observations sans base instrumentale connue. Or on sait avec quelle légèreté les heures sont données dans les observations de tremblements de terre. Dans ces conditions il sera prudent d'attendre pour se prononcer que de nombreuses relations instrumentales de grands séismes aient montré la réalité de la récurrence des répliques à 33 et à 64′ d'intervalle, autrement dit pour admettre que les premiers et les seconds frémissements microséismiques d'un tremblement de terre puissent provoquer à l'épicentre, à leur retour de l'antipode, des répliques sensibles.

CHAPITRE VI

LES BRUITS SÉISMIQUES

Sommaire : Définitions. — Variété du caractère sonore des bruits séismiques, ou retumbos. — Leur ton, leur plus ou moins de fréquence, leurs relations avec les tremblements de terre, leur durée, leur intensité. — Courbe d'audibilité et relation avec la surface ébranlée. — Courbes isacoustiques. — Origine des retumbos d'après Knott, Davison, Henry, Oldham.

Séries de bruits séismiques du Valais, du Connecticut, de l'île Meleda. — Détonations de la Bohême ; les Zwerglochs. — Bramidos de Guanajuato — Les monts « Tronadores » de l'Amérique du Sud. — Bruits mystérieux de la mer du Nord, ou Mistpœffers ; Barrisal-Guns du delta du Gange ; Marinas et Balsas d'Italie, etc. — Leur origine séismo-tectonique d'après Alippi et Hobbs.

Prévision des tremblements de terre et relation supposée avec les coups de grisou. — Mouvements spontanés des roches dans les mines et les carrières, ou pseudoséismes

Les tremblements de terre sont presque toujours, surtout les plus intenses, précédés, accompagnés ou suivis par des bruits d'un caractère assez particulier, le plus souvent une sorte de roulement sourd, d'un ton généralement très bas. C'est le *retumbo* des Hispano-Américains, le *rombo* des Italiens, deux mots qui sont de véritables onomatopées. A cela ne se restreignent pas les bruits séismiques ; il en existe toute une catégorie d'autres qui sous les noms les plus divers, *Mistpœffers* dans les pays avoisinant la mer du Nord, ***Barrisal-Guns*** dans le delta du Gange, ***Bramidos*** au Mexique, ***Marinas, Balsas, Brontidis,*** etc., en Italie, ***Houcènes*** sur les côtes istriotes et dalmates, se produisent indépendamment de tout ébranlement sensible du sol, et dont le caractère séismique a longtemps fait question et n'a été établi d'une manière certaine que tout récemment. Tous méritent d'être étudiés de près, quoiqu'ils n'aient peut-être pas encore attiré l'attention autant qu'ils le méritent. C'est qu'il s'agit là d'un phénomène très accessoire par rapport au tremblement de terre, dont les terribles effets suffisent à effacer rapidement ces bruits du souvenir. Ils jouent cependant un rôle important, puisque souvent ils préludent au mouvement désastreux ; si bien que les habitants des pays instables, instruits par l'expérience, se hâtent d'échapper par la fuite à la chute de leurs habitations dès que le bruit précurseur se

fait entendre. A cela s'ajoute un intérêt scientifique de première importance, parce que les bruits séismiques mettent en jeu les propriétés élastiques des roches; il y a donc beaucoup à apprendre de leur étude, malheureusement fort peu avancée encore.

Davison[1] est le séismologue qui s'est peut-être le plus attentivement occupé des retumbos, non seulement à l'occasion de nombreux tremblements de terre des Iles Britanniques, mais aussi dans deux mémoires plus généraux qui serviront ici de principal et plus sûr guide.

Les relations des tremblements de terre rapportent les retumbos avec les expressions et les comparaisons les plus variées qui se puissent imaginer. Les plus fréquentes les assimilent au roulement d'un chariot lourdement chargé, d'une pièce d'artillerie sur le roc ou une route pavée, un pont, au passage d'un train à peu de distance, à un coup de canon lointain, à l'explosion d'une mine, à des coups de tonnerre éloignés, au grésillement d'un fer rouge plongé dans l'eau, au craquement d'un mur. Il serait facile d'allonger beaucoup cette liste, et il semble que cette remarquable diversité ne résulte pas tant des valeurs des éléments mesurables particuliers à chaque tremblement de terre, comme l'intensité, l'amplitude et la période, qu'à la variété même du sol sur lequel se trouve l'observateur et à celle des couches au travers desquelles se sont, en dernier lieu, propagées certaines des vibrations séismiques, avant de venir se manifester à son oreille sous forme de bruit.

D'une façon générale, les retumbos sont d'un ton fort bas, peut-être même si peu au-dessus des limites de la perceptibilité par l'oreille humaine que parfois, de deux observateurs voisins, un seul peut les entendre par suite d'une plus grande acuité chez lui du sens de l'ouïe. Le plus souvent, le bruit augmente graduellement, atteint bientôt son maximum, puis s'évanouit lentement, variations qui paraissent bien plus marquées au voisinage de l'épicentre que vers l'extérieur de l'aire ébranlée, où le son tend à prendre un caractère plus décidé de continuité et d'uniformité.

Sans qu'un nombre suffisant d'observations permette encore de l'affirmer en toute sûreté, il semble cependant bien que le son devient plus grave quand l'intensité augmente; en d'autres termes, sa période croîtrait avec l'amplitude du mouvement séismique.

Le retumbo est-il un phénomène général, accompagnant néces-

[1] On the nature and origin of earthquake-sounds (*Geol. mag.*, 1892, III, IX, p. 207). — On earthquake-sounds (*Phil. mag.*, January, 1900, p. 31).

sairement et toujours les tremblements de terre? C'est là une question à laquelle il est difficile de répondre très catégoriquement, dans un sens ou dans l'autre. On doit cependant penser pour plusieurs raisons qu'il ne constitue pas un accessoire obligé, puisque telle nature particulière du sol peut ne permettre que des vibrations à trop longues périodes pour être perçues sous forme de bruit par tel ou tel observateur. Cette manifestation peut donc manquer parce qu'elle est restreinte aux limites d'une sensation. Milne a suggéré que précisément les vibrations séismiques extrêmes, celles du commencement et de la fin, sont aussi réfractaires à nos moyens d'investigation que les extrémités du spectre lumineux, comparaison très juste, si, comme on le pense, les retumbos sont dus aux petits frémissements, ou rides, accompagnant les vibrations plus amples et moins rapides du mouvement séismique proprement dit et se superposant à elles. Et justement ces frémissements, favorisés par la dureté du sol, manquent souvent en sol mou. Quoi qu'il en soit, il est bien avéré que les grands tremblements de terre, tout au moins, sont presque toujours accompagnés de bruits, et une exception très connue par sa singularité même est celle qu'a signalée de Humboldt[1] pour le désastre de Rio-Bamba du 4 février 1797.

David Milne[2] dit qu'invariablement les secousses sont, en Angleterre, accompagnées de bruit. Cette catégorique affirmation n'est probablement valable que pour le sol des environs de Comrie, dont Milne a surtout étudié les chocs, puisque la proportion de séismes avec retumbos signalés n'est que de 21 °/₀ pour ceux du catalogue de Roper[3] des Iles Britanniques; dans quelle mesure cette proportion correspond-elle à un fait réel? C'est ce qu'il est bien malaisé d'estimer, car il est d'expérience constante que bien souvent l'absence d'indication précise relative au bruit dans la relation d'un tremblement de terre n'implique point forcément sa non-production. On doit en effet supposer que la négligence seule des frères Barbiani[4] à l'égard de ce phénomène secondaire a fait que 21 seulement des 1 371 secousses de leur catalogue séismique de l'île de Zante sont relatées avec bruit (1,5 °/₀), alors que le catalogue de Papavasiliou[1] pour la

[1] *Cosmos*, I, p. 232 (Trad. Faye et Galuski. Paris, 1846).

[2] Notices of earthquake shocks felt in Great Britain, and especially Scotland, with inferences suggested by these notices as to the causes of such shocks (*New Edinburg phil. journ.*, 1841, XXXI, p. 287).

[3] *A list of the more remarkable earthquakes in Great Britain and Ireland during the Christian era* (Lancaster, 1880).

[4] Mémoire sur les tremblements de terre dans l'île de Zante, avec une introduction d'Alexis Perrey (*Mém. Ac. de Dijon*, 1863, XI).

même île en donne 101 sur 309 (33 %) en 1896. Un changement aussi radical est tout à fait inadmissible.

En ce qui concerne l'Italie, Davison a recherché pour les 692 macroséismes relatés en 1895 et 1896 dans le *Bolletino della società sismologica italiana* le pour cent des observations signalant un bruit concomitant. Il a obtenu le tableau suivant :

TABLEAU XVII

Proportion d'observation signalant un bruit concomitant pour 692 macroséismes italiens

(d'après Davison).

NOMBRE D'OBSERVATIONS correspondant à un même séisme.	1	2	3	4	5	6	De 7 à 10	Plus de 10
Nombre total d'observations. . . .	595	91	54	26	13	17	32	45
Nombre d'observations de bruit . .	124	36	24	15	8	11	26	43
Pour cent des observations relatant un bruit	20,8	39,6	44,4	57,7	61,5	64,7	81,2	95,5

L'observation du bruit séismique est ainsi d'autant plus fréquente pour un tremblement de terre que celui-ci a été *relaté* par un plus grand nombre de personnes. Or ce dernier nombre croît évidemment avec l'intensité. En Italie donc, les retumbos se présentent d'autant plus souvent que le choc est plus fort, et la marche progressive du pour cent montre qu'au moins théoriquement ils accompagnent presque constamment (95,5 %) les forts séismes.

Le même séismologue a aussi exécuté cette recherche pour le catalogue japonais de Milne[2] (1885-1892), en en excluant toutefois les trois dernières années pour lesquelles le résultat aurait, pense-t-il, pu être faussé par l'existence des très nombreuses répliques des tremblements de terre du Mino et de l'Owari du 28 octobre 1891 et de Kumanoto du 18 juillet 1889. Le pour cent des chocs avec retumbos augmente avec la surface ébranlée, c'est-à-dire avec l'intensité, tout en ne dépassant pas 70 %, ce qui est loin des 95 % obtenus pour les forts séismes italiens (tableau XVIII).

[1] *Bulletin mensuel séismologique de l'Observ. nat. d'Athènes* (section géodynamique) 1re année, 1876.

[2] Second catalogue of total earthquake areas and districts (*Seism. journ. of Japan*, 1895, IV, p. 245).

Davison, se reportant par comparaison aux observations italiennes pour lesquelles il y a, au contraire, tendance évidente à ce que tout séisme violent soit accompagné de bruit, en conclut que l'oreille japonaise manifeste de la sorte une incapacité relative notoire à percevoir les bruits aussi bas que les retumbos, assertion probablement mal fondée. Milne, en effet, tire des mêmes faits des conclusions beaucoup plus plausibles; s'appuyant sur ce que, pour les tremblements de terre importants, la période et l'amplitude

TABLEAU XVIII

Proportions de séismes avec retumbos conservés au Japon
(d'après Davison-Milne).

AIRE ÉBRANLÉE EN MILLES CARRÉS	Moins de 100.	De 100 à 500.	De 500 à 1000.	De 1000 à 2000.	De 2000 à 5000.	De 5000 à 10000.	Plus de 10000.
Nombre pour °/₀ de séismes avec retumbos	25,9	24,4	41,7	45,5	62,9	69,8	59,7

dépendent de la nature des roches superficielles au travers desquelles s'effectue la propagation des ondes séismiques, il pense qu'il doit en être de même pour les ondes à courte période susceptibles d'être entendues sous la forme de retumbos et il observe que le bruit, généralement entendu dans les districts montagneux rocheux, l'est bien plus rarement dans les plaines alluviales, dont le sol mou sert de coussin amortisseur. C'est ainsi que, pendant les longues années de son séjour à Tokyo, il n'entendit qu'une seule fois le retumbo, le 4 mars 1881[1]. Il est possible aussi du moins, croit Davison, que beaucoup des secousses de la côte orientale du Japon ne soient pas accompagnées de bruit en raison même de leur origine sous-marine; leur aire ébranlée peut, à terre, dépasser beaucoup l'aire d'audibilité, le matelas d'eau interposé devant rapidement éteindre par son incompressibilité les petites vibrations correspondant au retumbo. Cette suggestion est, d'ailleurs, contredite par la fréquence extrême du bruit séismique accompagnant les tremblements de terre d'origine sous-marine, ainsi qu'on le verra à propos de ces phénomènes.

[1] Note on the sound phenomena of earthquakes (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 53).

Il ne semble pas qu'il y ait lieu de s'arrêter à l'affirmation, unique en son genre, de Purcel qu'à Kamaishi (Japon), où il habita de 1877 à 1879, les bruits séismiques sont d'autant plus forts que le tremblement de terre est plus faible[1].

De toutes ces observations, plus contradictoires en apparence qu'en réalité, il semble résulter que le bruit est un phénomène accessoire, il est vrai, mais bien général. S'il n'est pas toujours relaté, cela peut tenir à la négligence des observateurs qui n'y attachent pas d'importance et, quand il n'est vraiment pas entendu, cela peut résulter d'une insuffisante acuité auditive, mais plus souvent encore de l'amortissement des vibrations correspondantes par le sol. En ce qui nous concerne personnellement, nous n'avons jamais, pendant un long séjour dans l'Amérique Centrale, senti de tremblement de terre sans avoir entendu le retumbo, ce qui concorde trop bien avec l'assertion rappelée plus haut de David Milne relativement aux secousses britanniques, pour ne pas tenir à une cause générale intimement liée avec le phénomène séismique. La non-perception du bruit dépend d'ailleurs, dans une certaine mesure, de la proximité plus ou moins grande de l'observateur par rapport à l'épicentre. En effet, à mesure qu'on s'éloigne de ce point, les vibrations séismiques diminuent d'intensité et, comme l'apprennent les tracés séismographiques, les plus longues augmentent de période. Sans donc qu'il y ait pour le moment nécessité de rechercher quelles vibrations particulières se manifestent comme sons, il est clair que les deux raisons tendent à les rendre moins faciles à percevoir à mesure qu'on s'éloigne du centre de l'aire ébranlée. Aussi le pourcentage des personnes qui entendent le bruit diminue-t-il avec l'augmentation de cette distance, sinon régulièrement, au moins vers l'extérieur de l'aire en question. C'est pour cela, sans doute, que Milne, observant surtout des secousses nées loin de Tokyo, sous le Pacifique, a eu si rarement l'occasion d'entendre le retumbo, qu'amortissait en outre le sol alluvial des environs de cette ville.

L'intensité des retumbos est très variable. D'après Hœrnes[2], elle n'a aucun rapport avec celle du tremblement de terre, ce qui confirme tout à fait l'influence du sol sur la manifestation du phénomène. Knett[3] a donné l'échelle suivante pour en apprécier l'intensité :

[1] Milne. The distribution of seismic activity in Japan (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1882, IV, p. 1).

[2] *Erdbebenkunde* (Leipzig, 1893).

[3] Ueber die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen (*Mitth. d. Erdbeben comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1900, XX).

I. — Très faible. Le son n'est perçu que par une personne en complet repos, ou ayant l'oreille au sol.

II. — Faible. Perçu en complet repos et sans agitation de l'atmosphère ; plus fort si l'observateur a l'oreille au sol.

III. — Modéré. Le bruit est déjà frappant ; il est observable par une personne occupée et au dehors ; très manifeste en lieu clos.

IV. — Fort. Le bruit produit un certain effroi.

V. — Très fort. Effroi général.

Comment le retumbo se présente-t-il par rapport au choc : avant, pendant ou après ? Les relations donnent tous les cas possibles. Pour un même tremblement de terre, celui de Laibach, du 14 avril 1895, Fr.-E. Suess[1] a donné le tableau suivant de la façon dont le retumbo et le choc se présentent l'un et l'autre relativement au temps ; c'est seulement pour 7 o/o des cas pour lesquels il est relaté que le retumbo suit le tremblement de terre, et rien ne permet de supposer que cette proportion si faible soit spéciale à ce tremblement de terre.

TABLEAU XIX

Relation entre le bruit et le choc,
(Tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895).

	NOMBRE d'observations
Pas mention de bruit	495
Bruit avant le choc	555
Bruit avant et pendant le choc	55
Bruit avant, pendant et après le choc	39
Bruit avec le choc, sans plus d'indication	254
Bruit pendant et après le choc	10
Bruit après le choc	66
On spécifie qu'il n'y a pas eu de bruit	135
Nombre total d'observations	1609

L'enquête faite en Andalousie[2] par la Commission de l'Académie des Sciences de Paris, après le tremblement de terre du 25 décembre 1884, a permis d'affirmer que nulle part la secousse n'a été perçue avant que le bruit n'ait été entendu.

Davison a cherché à établir la relation de temps entre le choc et

[1] Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 (*Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt* 1897, XLVI, p. 411, Wien).

[2] *Mém. Ac. Sc.*, Paris, 1889, XXX, n° 2.

le bruit pour la troisième partie (1784-1842) du grand catalogue de Mallet [1]. Il a trouvé les résultats suivants pour les tremblements de terre relatés avec bruit :

TABLEAU XX

Relation entre le bruit et le choc

(d'après Davison-Mallet).

LE BRUIT A ÉTÉ ENTENDU :	NOMBRE d'observations
Avant le choc.	100
Pendant le choc.	307
Après le choc.	9
Avant et pendant le choc	2
Pendant et après le choc	2
Avant, pendant et après le choc . . .	3

Quoique ces derniers chiffres ne puissent avoir une bien grande exactitude, en raison de la différence de valeur des documents utilisés par Mallet, il n'en reste pas moins de ces deux tableaux que le retumbo précède et accompagne le choc beaucoup plus souvent qu'il ne le suit; Milne va même jusqu'à dire que, dans ce dernier cas, le bruit est un phénomène indépendant, opinion exagérée et par trop exclusive en raison de l'extrême complexité des circonstances particulières qui influent sur sa perceptibilité. C'est ainsi que Dolomieu [2] dit qu'au grand tremblement de terre des Calabres, en 1783, le bruit fut perçu avant le choc dans les districts granitiques et après dans les plaines alluviales. L'explication pourrait en être que le son, produit uniquement dans les premiers, s'est, après avoir atteint le bord des alluvions, propagé par l'air, à cause de l'incohérence des matériaux, et, par conséquent, bien moins rapidement que les ondes séismiques proprement dites.

Cette dernière observation fait intervenir la question très délicate et encore controversée de la transmission des retumbos par le sol ou par l'air, la première supposition étant la plus vraisemblable si les bruits correspondent aux petites rides (*ripples*) qui se superposent aux vibrations du choc; Milne admet la possibilité de la seconde,

[1] *The earthquake catalogue of the British Association for the advancement of science.* Third Report on the facts of earthquake Phenomena (London, 1854).

[2] *Mémoire sur les tremblements de terre de la Calabre pendant l'année 1783* (Rome, 1784).

et Oldham[1] l'explique par assimilation avec le retard du coup de tonnerre par rapport à l'éclair, la propagation du son au travers de l'atmosphère étant bien plus lente que celle des ondes séismiques au travers des roches solides de l'écorce. Mais, en fait, le problème est si peu résolu que, d'après le même savant, un argument en faveur du transport des vibrations sonores par le sol est l'observation qu'elles s'entendent mieux à l'intérieur qu'à l'extérieur des habitations. D'autre part, c'est bien souvent que bruit et choc coïncident, au moins partiellement, au voisinage de l'épicentre, et le fait qu'en s'en éloignant le bruit tend à prendre l'avance sur le choc a conduit certains séismologues[2] à penser que les vibrations sonores se propagent plus rapidement que le choc perceptible. Mais alors il devient inexplicable que, par exemple, le 17 décembre 1896, à Baltinglass, de l'autre côté de la mer d'Irlande par rapport à l'épicentre situé près d'Hereford, le retumbo a été très nettement entendu après le choc. L'on en pourrait citer d'autres exemples, paraissant tout aussi bien observés. En fait, il semble bien qu'il n'y ait pas de règle générale à laquelle veuille se plier le phénomène dans tous les cas. Du reste, il pourrait se faire que la propagation se fasse par le sol et par l'air. C'est ce qui a été constaté à Laibach pour un tir au canon à petite distance, ainsi que l'a montré le séismogramme enregistré et, comme les « ripples » peuvent manquer en sol mou, la propagation par l'air peut rester la seule effective, supposition qui permet de mettre d'accord les opinions contradictoires mentionnées plus haut.

La question en était là jusqu'à ces dernières années, c'est-à-dire point résolue du tout, quand Davison[3] l'a reprise tout récemment.

Par l'examen comparatif des observations du son relativement à celles du choc, quant à leurs temps respectifs d'arrivée, et au pour cent du nombre de cas où le premier est signalé avant, pendant ou après le second, il a été amené pour les six principaux tremblements de terre des Iles Britanniques, de 1892 à 1906, à la conclusion d'une même vitesse de propagation pour les ondes sonores et séismiques. Les légères différences de temps fréquemment signalées résulteraient d'une non-communauté de point d'origine, ce qui se comprend très

[1] Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. of the Geol. Survey of India* XXIX, 1899).

[2] Taramelli e Mercalli. I terremoti andalusi, cominciati il 25 dicembre 1884 (*R. Acc. dei Lincei*, CCLXXXIII, p. 55. Rome, 1886). — Il terremoto ligure del 23 febbraio 1887 (*Ann. dell' Ufficio c. di met. e di geodin.*, VIII, Parte IV, p. 236. Roma, 1888).

[3] The relative velocities of earthquake waves and earthquake-sound waves (*Beiträge zur Geophysik*, 1906, VIII, p. 1).

bien avec la notion actuelle du mouvement séismique résultant du mouvement de réajustement d'un compartiment terrestre cherchant son équilibre le long de ses accidents-limites. Cette dernière manière de voir permet de mettre d'accord les opinions et les observations contradictoires relatées antérieurement, et l'identité de vitesse paraîtra désormais la solution définitive à cette question jusqu'à présent obscure et controversée. Mais alors, il en résulte cette très importante conséquence que les vibrations productrices du retumbo font partie intégrante du mouvement séismique, puisque la vitesse de propagation de ce dernier dans les roches constituant l'écorce terrestre est beaucoup plus grande, le double au moins, que celle du son proprement dit telle que l'ont déterminée les physiciens.

La durée du retumbo paraît généralement plus grande que celle du choc. Du moins cela résulte de la recherche qu'a faite Davison sur les observations faites en Angleterre au moment des séismes ressentis de 1892 à 1896, 417 relations ayant mentionné leurs durées relatives.

TABLEAU XXI

Durée relative du choc et du retumbo

(d'après Davison).

			Pour cent
Durée du retumbo..	plus grande que	celle du choc..	57
	égale à............		18
	plus petite que		5
Observations douteuses..............................			20

Dans les trois quarts des cas la durée du retumbo est plus longue que celle du choc ou égale à elle, ce qui est conforme à la grande proportion des cas où le retumbo s'entend avant et pendant le choc.

Si l'on trace sur une carte la courbe enveloppant tous les points où le son a été entendu, on obtient l'aire d'audibilité d'un séisme. Dans les grands tremblements de terre, l'aire ébranlée déborde largement et de toutes parts celle d'audibilité; l'inverse a lieu pour les faibles chocs.

Les limites des aires ébranlée et sonore diffèrent généralement fort peu pour les chocs moyens, de sorte qu'on serait facilement enclin à en attribuer la non-coïncidence uniquement à l'imperfection des observations, surtout là où mouvement du sol et ondes sonores sont sur le point de s'éteindre, ou plutôt de devenir insen-

sibles à nos sens, c'est-à-dire aux limites de deux aires. Il n'en est cependant pas toujours ainsi; par exemple, le 4/16 octobre 1877, sur les côtes de l'Esthonie, les deux courbes s'écartèrent notablement l'une de l'autre. L'aire sonore étant un ovale d'axe N. E., excentrée par rapport à l'aire ébranlée, Doss[1] en a conclu que cette disposition tenait à l'influence du vent régnant, qui soufflait alors du S. W. et a rejeté au N. E. la courbe d'audibilité. Cette manière toute nouvelle de voir laisserait supposer que l'air est le véhicule du bruit séismique. On pourrait objecter que, l'axe de l'ovale coïncidant à peu près avec le tracé de la côte, il n'est pas non plus déraisonnable de songer à quelque influence de la structure tectonique des couches terrestres, capable de séparer les deux aires séismique et sonore; cette suggestion demande à être faite sous les plus expresses réserves, rien dans la théorie du mouvement séismique et de sa propagation n'en indiquant la possibilité. La question reste obscure.



Fig. 48. — Aires ébranlée et sonore du tremblement de terre du 4/16 octobre 1877 sur les côtes d'Esthonie (d'après Doss).

Comme relation tout à fait exceptionnelle entre les aires d'ébranlement et d'audibilité, il faut citer cette observation de la Commission espagnole du tremblement de terre de l'Andalousie du 25 décembre 1884, que cette dernière aurait été limitée à la surface des dommages. On doit émettre les doutes les plus formels sur la réalité du fait.

Quoi qu'il en soit, la coïncidence des deux aires est, en général, assez bien réalisée pour qu'on soit en droit de penser que bruit et mouvement séismiques sont des manifestations identiques d'un

[1] Ueber ein unbeobachtet gebliebenen Beben in Esthland (*Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga*, 1905, XLVIII, p. 121).

même phénomène, mais différant entre elles par le degré et par le sens au moyen duquel l'homme les perçoit. Il est donc naturel de chercher l'origine du retumbo dans quelque caractère très général du mouvement séismique. Or, un tremblement de terre commence habituellement par une série de frémissements très petits et très rapides, de 6 à 8 par seconde d'abord, qui se ralentissent ensuite et se fondent avec les vibrations qui constituent le choc proprement dit, tout en restant reconnaissables sur les séismogrammes suffisamment amplifiés. Milne[1] pense que ces légers frémissements en continuent d'autres trop rapides pour être enregistrés par les pointes traçantes des séismographes, parce que pendant ces périodes si courtes elles n'ont pas le temps, à cause de leur inertie, d'effectuer une élongation en avant et en arrière. Cette explication est au fond identique à celle de Cargill Knott[2] qui, se plaçant à un point de vue purement mécanique, attribue le retumbo aux vibrations verticales du sol qui se propageraient en avant des ondes séismiques semi-élastiques.

Cette origine du bruit séismique est, sans doute, fort intéressante, mais elle ne nous fait pas pénétrer l'intime mécanisme de sa production au sein des couches terrestres. Une première tentative dans ce sens a été faite par Davison[3] au moyen des courbes isacoustiques, construites d'après l'égal pourcentage des observateurs ayant ou non entendu le bruit. Leur tracé ne peut guère être bien précis, car il est assez difficile de savoir si l'absence de relations du retumbo tient à une incapacité relative de certains observateurs pour les tons très bas, au peu d'importance qu'ils attachent à signaler le phénomène, ou enfin à sa réelle non-manifestation.

Tout en faisant à leur construction la même objection de principe qu'à celle des isosphygmiques, ou courbes d'égale fréquence, les isacoustiques des chocs consécutifs au grand tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 ont conduit Davison à de très intéressantes remarques, touchant probablement au processus même du phénomène sonore. L'aire mésoséiste est bifurquée et sa principale branche, dirigée vers le Sud, correspond au principal groupe des courbes isacoustiques; un autre groupe souligne la partie méridionale de la faille de la vallée de Néo, ouverte par le tremblement de terre initial, tandis que le troisième est sur le prolonge-

[1] *Seismology* (London, 1898).

[2] Earthquakes and earthquake-sounds : an illustration of the general theory of elastic vibrations (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 115).

[3] *The Hereford earthquake of december 17th, 1896* (Birmingham, 1899).

ment de la plus courte branche de l'aire mésoséiste. Davison suggère que les axes de ces trois systèmes de courbes marquent approximativement les lignes de faille en voie d'extension. Cette vue hardie établirait ainsi un lien direct entre les bruits séismiques et les efforts de fracture. C'est dans le même ordre d'idées que Milne assimile la production du retumbo à celle du son qui résulte du frottement des doigts aux bords d'un vase de cristal. Dans le cas du phé-

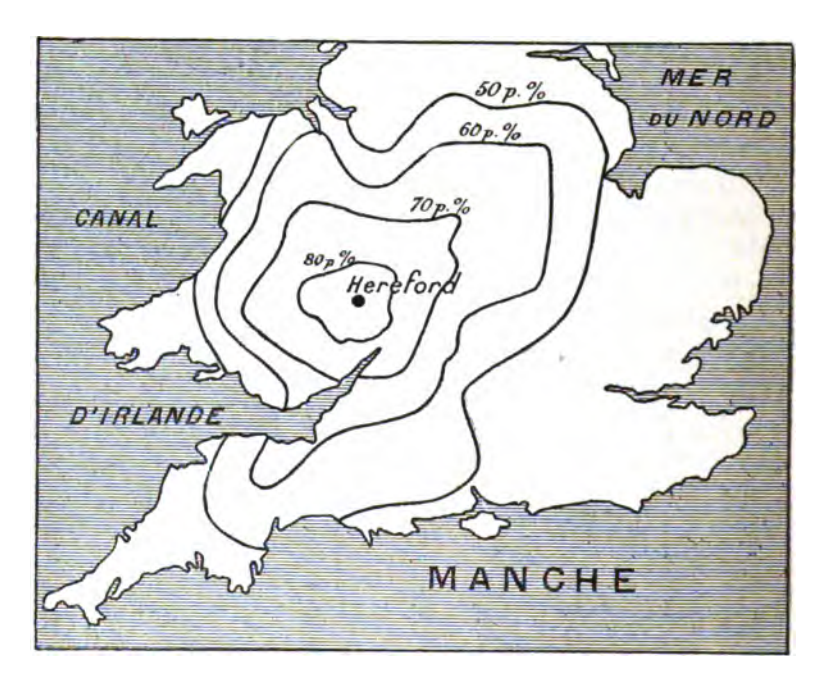


Fig. 49. — Isacoustiques du tremblement de terre d'Hereford du 17 décembre 1896 (d'après Davison).

nomène naturel, deux surfaces rocheuses, par exemple les deux lèvres d'une faille, peuvent, au moment du tremblement de terre, frotter l'une contre l'autre et donner ainsi lieu à des vibrations élastiques susceptibles d'être entendues, tandis que les ondes séismiques, semi-élastiques d'après Cargill Knott, seront ou non perçues comme tremblement de terre suivant leur plus ou moins grande intensité. On verra plus loin que Hobbs est arrivé à une conclusion semblable à la suite des études d'Alippi sur les *brontidis* de la Calabre.

Deux tremblements de terre anglais, ceux d'Edimbourg du 18 janvier 1889 et du Lancashire du 10 février suivant, ont aussi

conduit Davison à une explication assez plausible des particularités fréquemment observées quant aux relations mutuelles entre le choc et le retumbo. L'épicentre du premier se trouvait à trois milles W. 42°. S. de Balerno et le centre de l'aire sonore à deux milles et demi au S. ou au S. E. Ces deux points sont au N. W. d'une des grandes failles parallèles à l'axe des Pentland Hills. Le choc avait été probablement dû à un léger glissement relatif des voussoirs le long de l'accident, mais n'intéressant pas plus d'un mille de son développement, et le glissement tendait à augmenter son rejet. Le centre de la surface frottante était le foyer du séisme, tandis que celui de l'aire sonore était, pense hypothétiquement Davison, à la rencontre de la faille avec la surface du sol. Aussi les deux aires ne pouvaient-elles pas être concentriques. Mêmes conclusions pour le second tremblement de terre par rapport à la faille de l'Irwell. Cela suppose un foyer, et qui plus est, un foyer profondément situé sur une faille très inclinée par rapport à l'horizon. Davison imagine alors que les bruits séismiques sont principalement dus aux vibrations développées par le mouvement relatif de glissement des lèvres de la faille dans leurs parties supérieures ou marginales, de sorte que les deux phénomènes, séismique et sonore, n'ayant pas le même siège, cela expliquerait pleinement la non-coïncidence des deux aires, ainsi que les diverses particularités notées entre les temps d'arrivée du choc et du retumbo à l'observateur suivant sa position. Cette étude est trop géométriquement idéale, et il est douteux que le phénomène naturel se plie exactement et dans tous les cas à des règles aussi précises; on est là en pleine hypothèse.

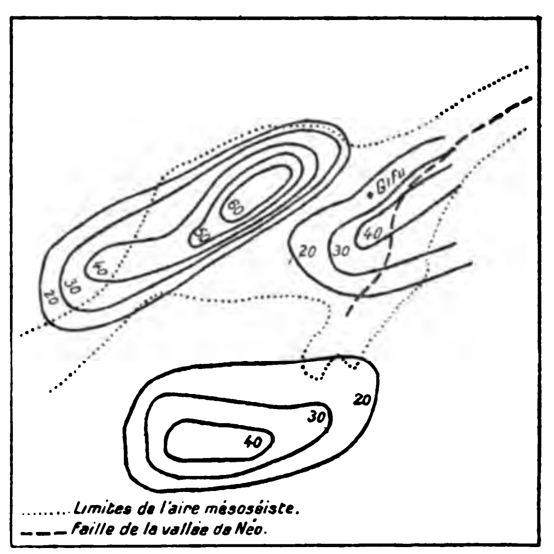


Fig. 50. — Isacoustiques des répliques du tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 (d'après Davison).

D'autres processus géologiques paraissent, tout aussi bien que ces derniers, susceptibles de donner lieu aux retumbos. C'est par

exemple celui qu'a suggéré Henry[1] à propos des secousses de la Caroline du Nord, en 1874. Il pense que si une aire est déprimée, la tension des roches produira en profondeur des craquements accompagnant les secousses, tandis que là où le sol s'élève, ces bruits se produiront à la surface.

Mais combien sont plus précises et plus suggestives les observations d'Oldham ! Ce géologue, pendant son voyage d'exploration dans les Garo Hills durant l'hiver 1897-1898, après le grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897, eut l'occasion d'entendre en moyenne 50 retumbos par 24 heures, mais sans secousses sensibles, lorsqu'il était à son campement de Naphok. Au contraire, au voisinage des failles de Chedrang et de Samin, ouvertes au moment du désastre, ce nombre tombait immédiatement à 8 ou 10. « En d'autres termes, dit-il, les sons non accompagnés de secousses paraissaient bien plus fréquents là où la perturbation superficielle avait pris la forme d'une flexion (*bending*) que là où les fractures s'étaient étendues jusqu'à la surface. » Ainsi, dans ce cas particulier, les bruits et les secousses semblent bien être des manifestations d'intensité graduée, et perçues par des sens différents, d'un même phénomène, et, en outre, les bruits caractérisent, à l'exclusion des secousses, les localités où l'effort tectonique et séismique n'a pas encore pu se résoudre en fractures du sol. Les couches terrestres comprimées y vibrent comme un ressort tendu et résonnent sous l'effet de la moindre rupture d'équilibre. Et que l'on ne vienne pas dire qu'un tel état de tension permanente des couches terrestres est une simple vue de l'esprit : il est matériellement mis en évidence par les fameux grès de Monson dont les blocs, au sortir de la carrière, se détendent d'abord, puis se brisent par le simple effet de leur brusque décompression. Dès lors, l'observation d'Oldham équivaut à une vérification expérimentale de la plus haute importance, qui n'a pas attiré l'attention des séismologues autant qu'elle semble le mériter. Cette tension des roches joue sans aucun doute un rôle séismogénique fréquent et d'ordre très général[2].

Nous sommes ainsi parvenus à une explication plausible des nombreux retumbos isolés, qui s'entendent parfois pendant les séries de chocs consécutifs aux grands tremblements de terre. Il en existe plusieurs cas bien connus. Le grand séisme du Valais du 25 juillet

[1] Note on the seismic disturbances in North Carolina (*Ann. Rep. of the Smithsonian Inst.*, 1874, p. 254).

[2] Davison. The distribution of strain in the Earth's crust resulting from secular cooling *Phil. Trans.*, CLXXVIII).

1855, par exemple, fut suivi pendant plusieurs années d'innombrables et faibles secousses, mais surtout de détonations incessantes que divers observateurs ont notées avec le plus grand soin : Tscheinen [1] à Törbel et à Grächen, Rion [2] à Sion et Lehner [3] à Unterbach.

D'octobre 1839 à janvier 1840 se sont produits des phénomènes tout semblables à Saint-Jean-de-Maurienne, sur une moindre échelle cependant [4].

Le tremblement de terre initial et principal peut manquer ; ce fut le cas des nombreux bruits séismiques signalés de 1805 à 1812 à East-Haddam (Connecticut) [5], dont le nom indigène de « morehemoodus », s'il se traduit exactement par *le lieu des bruits*, indiquerait bien que le phénomène y est assez habituel.

Hobbs a fait observer qu'East-Haddam est justement situé à l'intersection d'une ligne de failles avec l'alignement des traits structuraux du relief du bas Connecticut, ce qui appelle fatalement une origine séismico-tectonique des bruits en question. Haidinger [6] attribue à des éboulements par dissolution dans les couches calcaires ceux qu'on entendit au Monte Tomatico, près de Feltre, du 4 novembre au 26 décembre 1851. Des phénomènes tout semblables, détonations entremêlées de faibles secousses, se sont encore produits en 1866 et les années suivantes au Monte Baldo [7], près du lac de Garde, et en 1868, dans l'Inde, près de Chindwara [8], dans ce dernier cas sur une bien plus petite échelle, quelques mois seulement. On sait d'ailleurs que le Monte Baldo a été, à l'époque tertiaire, le théâtre de mouvements tectoniques de très grande ampleur, à peine éteints au Pliocène.

Mais la plus connue de ces séries de bruits, parmi lesquels les

[1] Tagebuch über die Erdbeden des Visperthales in den Jahren 1855 und 1856 in Törbel (*Vierteljahresschrift d. naturfors. Ges. in Zürich*, 1857, II, Jahrgang, p. 28, p. 169). —... im Jahre 1857 in Grächen (1858, III, p. 154, 171) — ... im Jahre 1858 (1859, IV, p. 175). —... im Jahre 1859 (1859, IV, p. 365). —... im Jahre 1860 (1860, VI, p. 229).

[2] *Sur les tremblements de terre ressentis en Valais en 1855, de juillet à novembre* (Sion, 1835).

[3] Das Erdbeben vom 25. Juli 1855 beobachtet in Unterbach bei Raron (*Vierteljahresschrift d. naturfors. Ges. in Zürich*, 1858, III, p. 92).

[4] Mgr Billiet. Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en Savoie (*Mém. Ac. roy. de Savoie*, 1845, XIII, p. 245. Chambéry).

[5] *Silliman's Journal* (XXXIX, p. 339).

[6] Das Schallphänomen des Monte Tomatico bei Feltre (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.*, 1853, V, p. 559. Wien).

[7] Gentilini. Vulkanische Erscheinungen am Garda-See (*Zeitschr. d. österr. Ges. für Met.*, 1867, II, p. 30. Wien).

[8] Perrey (Cat. 1868, p. 78).

secousses du sol restent le phénomène insignifiant relativement, est celle qui, de 1822 à 1825, a tant effrayé les habitants de l'île dalmate de Meleda. Partsch[1] en a fait, sur l'ordre du gouvernement autrichien, une étude qui, malgré l'époque déjà lointaine de son exécution, est un modèle d'enquête scientifiquement conduite. Il ne sera donc pas inutile de résumer ce remarquable document, d'autant plus que son auteur y passe en revue les diverses hypothèses qui, émises à l'occasion de ces intéressants phénomènes, ont été bien des fois depuis restaurées à l'occasion de circonstances plus ou moins analogues.

Au témoignage des plus vieux habitants de l'île de Meleda, de semblables détonations n'avaient jamais été entendues. Commencées en mars 1822, elles s'éteignaient complètement à la fin de 1825, ou au début de 1826, après avoir atteint, en août et septembre 1823, un tel paroxysme de fréquence et d'intensité que les insulaires abandonnaient momentanément le bourg de Babinopoglie, d'ailleurs quelque peu endommagé par les principales secousses ; le gouvernement de la Dalmatie pensa même un instant devoir faire évacuer l'île. Les détonations étaient visiblement indépendantes de toute espèce de phénomène météorologique, saisonnier ou lunaire ; et cela non seulement au témoignage du savant enquêteur, ce qui ne serait pas pour surprendre, mais aussi de l'avis même des habitants les plus instruits et les plus éclairés, rare cas à signaler d'indépendance d'esprit à l'égard de ces phénomènes si invariablement réputés, sur la foi de statistiques hâtives et insuffisantes — quand toutefois il y en a — comme régissant la plupart des manifestations extérieures des forces naturelles, même encore à notre époque. On admettait cependant l'existence, avant le lever du soleil, d'un maximum, dû, d'après Partsch, à ce qu'en ces heures de silence et de non-occupation les plus faibles détonations restaient perceptibles. Elles étaient limitées à un district crétacé de faible surface, aux environs de Babinopoglie, et ne se faisaient pas entendre bien loin, à bord des voiliers passant par le canal de Meleda, mais probablement pas au delà de la presqu'île de Sabbioncello, ni sur le continent.

Les détonations se produisaient le plus souvent sans chocs ; les plus fortes, pas toutes néanmoins, étaient accompagnées de secousses, mais ce fut seulement une fois ou deux qu'on put sentir un tremblement de terre sans entendre en même temps un rombo. Ainsi les détonations étaient bien le phénomène principal, mais sans qu'on pût les considérer comme indépendantes des mouvements du sol. Cela

[1] *Bericht über das Detonationsphänomen auf der Insel Meleda, bei Ragusa* (Wien, 1826).

justifie l'identification que firent des deux phénomènes plusieurs savants de l'époque, tels que Breislack, inspecteur des poudres et salpêtres de Lombardie [1], Littrow, directeur de l'observatoire de Vienne [2], Menis, médecin à Raguse [3], etc. Stulli [4] s'adressait, au contraire, à l'expansion et à l'évacuation tumultueuse des éléments gazeux de l'eau de mer dans les grands espaces vides des couches rocheuses calcaires, puis à leur explosion par suite du mélange avec l'air atmosphérique, théorie tout à fait injustifiée, tandis que la plupart des savants italiens se ralliaient à l'invasion de l'eau de la mer dans ces mêmes vides et à la compression et à la décompression alternatives qui résultaient du flux et du reflux. Breislack avait tout d'abord émis l'hypothèse d'éboulements dans les creux et les fissures internes de la craie et Hœrnes lui donna son approbation la plus complète. Elle se heurte cependant à cette objection capitale que des pays voisins de structure identique n'ont pas donné lieu jusqu'à présent à de semblables phénomènes, d'ailleurs inconnus avant 1822 à l'île de Meleda, dont la constitution est antérieure à cette époque et n'a pas été modifiée postérieurement. La théorie hydro-pneumatique esquissée et mentionnée plus haut ne saurait non plus s'appliquer loin de la mer, comme au Mont Tomatico. Il vaut donc mieux s'en tenir, au moins provisoirement, à l'identification pure et simple des phénomènes séismiques et sonores, sans chercher à aller plus loin dans la recherche du processus mécanique intime des détonations dont le caractère de discontinuité s'accorde bien avec une origine tectonique, fractures ou plissements.

Dainelli [5] a étudié les bruits d'Otres (Bribir), en Dalmatie, dans une plaine que de nombreuses sources rendent marécageuse et insalubre. Il les a trouvés beaucoup plus fréquents de nuit que de jour, ce qui n'a rien d'étonnant, car à la limite de l'audibilité, le calme et le repos nocturnes facilitent grandement leur perception ; et il admet aussi la croyance populaire locale d'après laquelle ils ne se produiraient que d'avril à la fin de juin. Cette dernière observation le conduit à penser que ces bruits, ici nommés *Bukalj*, sont causés par la circulation des eaux dans un réseau de *Katavrothes*, — le pays est karstique, — parce qu'après les pluies de l'hiver, cette circulation,

[1] *Bericht erstattet an d. k. k. Institut d. Wiss. zu Mailand, am 15. August 1823.*

[2] *Bericht an das Vice-Directorat d. phil. Studien an d. Wiener Universitat vom 29 oktober 1822.*

[3] *Bericht an das Kreisamt von Ragusa vom 16. September 1823.*

[4] Stulli. *Sulle detonazioni dell' Isola di Meleda-Lettere* (Ragusa, 1826).

[5] Di alcuni rumori naturali che si ódono presso Otres (Bribir) in Dalmazia (*Boll. soc. geogr. ital.*, 1894, IV, p. 303. Roma).

devenue beaucoup plus active, rencontre de nombreux obstacles. Au contraire, pendant le reste de l'année, les eaux moins abondantes couleraient plus tranquillement et sans bruit. Mais d'abord est-il exact que le phénomène soit ainsi restreint à une seule saison? Enfin Günther et Reindl[1] font observer avec raison que ces sources sont pérennes et non intermittentes, en particulier la plus considérable d'entre elles, celle d'Ostravica. La validité de l'explication de Dainelli repose donc sur une relation saisonnière qui aurait besoin d'être prouvée et qui, du reste, ne s'étend pas à d'autres pays karstiques signalés pour leurs mistpœffers.

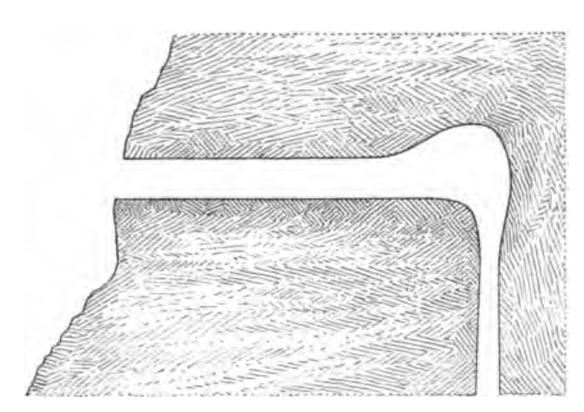


Fig. 51. — Coupe d'un *zwergloch* (d'après Knett).

En pleine Europe centrale, en Bohême, pays essentiellement différent au point de vue géologique, les détonations séismiques ne sont pas inconnues, ainsi celles de Melnik[2] en 1898, et celles du Duppauergebirge le long de la vallée de l'Eger en 1899. Ces dernières ont été de la part de Knett l'origine de considérations générales sur la production des bruits séismiques, dans un sens analogue aux points de vue développés par Davison, Knett et Milne, tandis qu'un peu plus tard[3] ce savant donnait spécialement pour ce cas particulier une explication admissible, sinon effectivement démontrée. Elle consiste à supposer que les gaz dégagés par les eaux minérales et thermales, si nombreuses et si abondantes dans la région bohémienne, peuvent, à la suite d'explosions d'ordre chimique et physique, et pendant leur circulation souterraine profonde, donner lieu aux bruits dont il s'agit. Knett suggère à l'appui de cette opinion l'existence, dans les tufs basaltiques en particulier, d'excavations plus ou moins linéaires, appelées *Zwerglochs* (trous des

[1] Seismologische Untersuchungen. III. Zur Physik der Bodenknalle (*Sitzungsb. d. mat.-phys. Kl. d. Kngl., Ak. d. Wiss.*, 1903, XXXIII, p. 657. München, 1904).

[2] Woldřich. Bericht über die unterirdische Detonation von Melnik in Böhmen vom 8. April 1898 (*Mitth. d. Erdbeben Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1898, IX).

[3] Bericht über das Detonationsphänomen in Duppauergebirge am Au ust 1886 (*Mitth. d. Erdbebencomm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, XXI, 1900).

nains). Outre que cette théorie ne saurait prétendre à un caractère suffisant de généralité, elle repose sur une explication de la formation des Zwerglochs, acceptée par Laube[1], mais tout à fait différente de celle que propose von Hochstetter[2] qui voit dans ces curieuses excavations l'emplacement de racines végétales disparues sans laisser aucune trace.

Si le nom de Partsch reste indissolublement lié aux séries de bruits séismiques, phénomène principal auquel se mêlent accessoirement des secousses comme à l'île de Meleda, au milieu d'un pays essentiellement instable, celui de Humboldt rappelle aux innombrables lecteurs de son *Cosmos*[3] les *bramidos* qui, en janvier et février 1784, se sont fait entendre à Guanajuato (Mexique) sans aucune secousse ni à la surface, ni au fond des mines, et qui ont inspiré les craintes les plus vives aux habitants d'un pays séismiquement très stable. On arrive ainsi, par une gradation logique et naturelle, à une forme du phénomène séismique où le bruit est tout, et où le mouvement du sol a totalement disparu, sans qu'il y ait lieu de cesser d'y voir un seul et même processus géologique. Les bramidos de Guanajuato se sont reproduits depuis à plusieurs reprises, mais sur une moindre échelle, notamment en novembre et décembre 1874, et en octobre 1886. Leur caractère séismique, non atmosphérique, n'a guère été contesté, car ils émanent trop visiblement du sous-sol, mais ils ont été l'occasion pour les observateurs mexicains d'un grand nombre d'explications rappelant celles suggérées pour les détonations de l'île Meleda, et dont il est inutile de parler en détail, tant elles sont invérifiables et d'ailleurs peu vraisemblables[4].

Il ne manque pas dans l'Amérique du Sud (Venezuela, Chili, etc.) de montagnes dont le nom de *Tronador* (le Tonnant) rappelle les bramidos de Guanajuato. En l'absence d'études spéciales les concer-

[1] *Die geologische Verhältnisse des Mineralwassergebietes von Giesshübl Sauernbrunn* (Giesshübl, 1898).

[2] *Karlsbad : seine geognotischen Verhältnisse und seine Quellen* (Karlsbad, 1856).

[3] Traduction Faye et Galuski, I, p. 234 (Paris, 1846).

[4] Von Brackel-Welda. Algo sobre los volcanes. Apuntes oroplásticos y orogénicos escritos con ocasión de los ruidos subterráneos de Guanajuato (*El minero mexicano*, 1875, II, n° 42-49).

Cuatáparo. Seismología geográfica. Origen probable de los ruidos subterráneos y terremotos de Guanajuato (*Id.*, n° 32); — El hundimiento de Guanajuato. Contestación á las objeciones opuestas á este hipotesis (*Id.*, n° 38-39).

Monroy. Truenos subterráneos de Guanajuato (*Anales del ministerio de Fomento de la R. Mexicana*, X, p. 418, México, 1888).

Robles Pezuela. Los ruidos subterráneos de Guanajuato (*El minero mexicano*, II, 1875, n° 36).

Romero. Reseña sobre los ruidos subterráneos de Guanajuato (*Id.*, n° 35).

nant, on est en droit de les supposer le siège de bruits séismiques, c'est-à-dire d'origine tectonique ou géologique, ce qui ne fait de doute pour personne quant à ceux de Guanajuato.

Les cas variés étudiés jusqu'ici de prépondérance relative des chocs, ou des retumbos, se rapportent à des pays différents, de sorte que la continuité entre les deux ordres de phénomènes pourrait être contestée. Il suffit pour y répondre de parcourir le catalogue de Cancani[1], établi pour l'Italie, et où se rencontrent toutes les combinaisons possibles, souvent pour les mêmes lieux. Cet auteur[2] en reconnaît l'origine endogène, comme disent les séismologues italiens à la suite de De Rossi[3].

Mais cette essence et ce caractère séismiques ne sont pas aussi généralement acceptés pour toute une catégorie d'autres bruits habituels à certaines régions particulières, où ils ont reçu des noms spéciaux : *Mistpœffers* des côtes de la mer du Nord; *Marina*, *Tuono* ou *Mugghio de la Bàlsa*, *Trabusso*, *Brontido*, *Bonnito*, en Italie; *Houcénes*, des côtes istriotes et dalmates; *Seeschiessen*, de la Suisse; *Barrisal Guns*, du delta du Gange, etc. Du moins leur origine endogène, quoique admise par beaucoup, est-elle en désaccord avec le sentiment populaire, bien plutôt enclin, en général, à les faire naître dans l'atmosphère, c'est-à-dire à en faire un phénomène météorologique et exogène, surtout sur les côtes de la mer du Nord et du golfe du Bengale où les tremblements de terre et, par conséquent, les bruits séismiques francs, sont peu connus, sinon même entièrement ignorés. Il se peut d'ailleurs que l'on ait aussi affaire à des phénomènes divers, qui ne trouvent pas tous leur cause exclusivement dans les couches terrestres; c'est bien certainement le cas des rumeurs sourdes produites dans les sables du Sahara ou les ravins du Sinaï. Le problème des *Mistpœffers* (bruits de la brume), car tel est celui de ces divers noms qui est le plus employé, ne peut d'ailleurs être considéré comme entièrement résolu[4], toutes les apparences et les observations les plus récentes militant cependant en faveur d'une cause séismique ou géologique, comme on le verra plus loin.

[1] Catalogo dei principali rombi e rumori di presunta origine endogena avvertiti in Italia dal secolo XVI ad oggi (*Boll. soc. sism. ital.*, 1901, VII, p. 36).

[2] I rombi laziali del 16 febbraio 1900 (*Rendiconti della R. Acc. dei Lincei.* Cl. di sc. fis. mat. e mat. Seduta del 6 Maggio, 1900, p. 304).

[3] *La Meteorologia endogena* (Milano, 1879, p. 82).

[4] Günther. Akustisch-geographische Probleme (*Sitzungsber. d. bayern. Ak. d. Wiss.*, 1901, p. 15 et 221. München). — Erdbebengeräusche und Bodenknalle (*Die Erdbebenwarte*, 1902, II, p. 12).

Ces phénomènes sont bien connus des navigateurs de la mer du Nord, où ils portent encore les noms de *Misbommen* (bruits de brouillard) et de *Paperbags* (bombes ou rots de mer). Ils sont, en apparence, très analogues aux *Wetterschiessen* (coups de temps), au sujet desquels le séismologue suisse bien connu, Otto Volger, se demandait si l'origine n'en était pas séismique et en relation avec des mouvements de l'intérieur de l'écorce terrestre.

C'est aux savants de l'Inde que l'on doit les premières études suivies sur les Barrisal Guns, et elles y débutèrent en 1867 par un rapport du Babu Goursas Bysack[1], qui s'en occupa accessoirement à propos des antiquités de Bágarhát. Signalant seulement en passant l'opinion populaire qui les attribue à des honneurs surnaturels rendus à un saint local, et n'hésitant pas à écarter l'hypothèse du ressac lointain des vagues de la mer, le dignitaire indou admet une cause souterraine sans la préciser. L'attention des savants du Bengale était ainsi mise en éveil sur ces intéressants phénomènes, et les *Proceedings* de la Société asiatique renferment jusqu'en 1870 diverses communications à leur sujet. En 1889 enfin fut publié un long rapport du même auteur, secrétaire de la commission nommée à cet effet et qui fut discuté jusqu'en 1890[2]. L'historique de cette longue étude faite sur les lieux a été résumé par Oldham. Il fait justement observer que deux des hypothèses émises, le ressac de la mer et la chute de longues bandes d'alluvions minées par les hautes eaux des innombrables bras du delta gangétique, ne sauraient être valables que localement, tandis qu'il faut expliquer un phénomène beaucoup plus général. Van den Broeck[3] s'est de son côté livré à une vaste enquête au sujet des Mistpœffers des côtes de la mer du Nord; 84 personnes habituées aux observations y ont répondu et ont apporté le fruit de leurs remarques longtemps faites aux lieux de leurs résidences, Hollande, Belgique et Nord de la France. Van den Broeck y a ajouté les résultats de son expérience personnelle, mais de cet ensemble de faits[4] ne se dégage malheureusement rien de net, quant à l'origine terrestre ou aérienne du phénomène.

[1] On the antiquities of Bagarat (*Journ. Asiat. soc. of Bengal*, 1867, XXXVI, p. 126. Calcutta).

[2] Report on the Barrisal Guns, made at a meeting of the sub-committee held on the 17th July 1889 to consider the observations recorded during the year 1888 (*Proc. Asiat. soc. of Bengal*, 1889, p. 199).

[3] Un phénomène mystérieux de la physique du globe (*Ciel et Terre*, XVI, XVII, Bruxelles, 1895-1896).

[4] Les Mistpœffers ou détonations mystérieuses de la mer du Nord et des régions terrestres et maritimes et les Barrisal-Guns du delta du Gange (*Bull. soc. belge de Géol. Paléont. et Hydrol*, 1895, IX, p. 182, Bruxelles).

Depuis plusieurs années, les séismologues italiens[1] se sont appliqués à cette étude et il semble bien que leurs plus récents résultats aient enfin élucidé le problème. A l'exemple de Van den Broeck, Baratta[2] a fait, au moyen d'un questionnaire largement distribué, une enquête contradictoire dans l'Apennin des Romagnes, Monte Falterona ou Brisighellese, sur les bruits connus sous le nom *Mugghio de la Balsa*, du nom d'une localité où ils sont très habituels, et qui est située à quelques kilomètres au S. W. de Faenza. Comme il fallait s'y attendre, les réponses furent très discordantes, quant à la façon dont ces bruits se répartissent tout le long de l'année, ou dont ils s'accompagnent de circonstances météorologiques variées. De ce qu'en outre la Balsa règne dans certaines localités bien définies, à l'exclusion d'autres fort voisines, son caractère endogène s'impose. Cette conclusion n'est d'ailleurs point une nouveauté scientifique, puisque dès 1708, Melli[3] mettait déjà le phénomène *à côté des tremblements de terre*. Cancani[4] a aussi poursuivi la même recherche parmi les populations de l'Ombrie où s'entend la *Marina*, et par exclusion des divers états météorologiques concomitants qui s'imposait encore à cause du désaccord complet des réponses, il conclut pareillement à une origine endogène.

Alippi a étendu à trois régions différentes de l'Italie ses recherches sur ces bruits si répandus dans la péninsule. A propos des *Bonniti*[5] du Monte Nérone, et faisant observer que si en Italie ces phénomènes règnent surtout en pays montagneux, les Mistpœffers de la mer du Nord caractérisent au contraire une région essentiellement plate, il se demande si la même origine peut être attribuée aux uns et aux autres. L'objection n'a rien de très probant, car le processus séismique naissant à une certaine profondeur, l'état actuel de la surface, accidenté ou non, ne peut avoir une influence directe. Pour l'Appennin des Marches, il admet[6] que les rombos des tremblements de terre et les Mistpœffers de l'atmosphère présentent en commun ce caractère d'être des sons naturellement faibles, renforcés par les vides souterrains, fractures, grottes, etc., comme il y en a tant dans les chaînes

[1] Simonelli. Il Ruglio della Marina nel Senese e i « Mistpœffers » del mare del Nord (*La Cult. geogr.*, 1899, I, p. 52, Roma).

[2] A proposito dei « Mistpœffers » italiani (*Boll. d. soc. geografica italiana*, 1901, Fasc. X. Roma).

[3] *Tractatus medico-physicus de Terræmotu* (Forli, 1708. p. 76).

[4] Barrisal-Guns, Mistpœffers, Marina (*Boll. soc. sism. ital.*, 1897, III, p. 228).

[5] I Bonniti del Monte Nerone (*Boll. soc. sism. ital.*, 1901, VIII, p. 229).

[6] Bonniti e Bombiti nell' alto Appennino Marchigiano (*Boll. soc. sism. ital.*, 1903, IX, p. 99.).

de montagnes, le long du littoral de la mer et dans les bassins fluviatiles ou lacustres. Il y a évidemment lieu d'objecter à cette manière de voir que les pays karstiques devraient alors se signaler par la fréquence de ces bruits, ce qui n'est pas, ainsi la Sabine et le Yucatan, pour se contenter de ces deux seuls exemples négatifs. Mais combien est plus intéressante que cette dernière suggestion, géologiquement vague et quelque peu gratuitement énoncée, cette observation précise, résultant d'une enquête faite sur la demande d'Alippi auprès de leurs parents par ses élèves du lycée de Cosenza, pendant une période de vacances, et d'après laquelle les bruits calabrais s'entendent seulement dans les localités situées sur la grande dislocation de la basse vallée du Crati, ou dans son voisinage immédiat[1] ! Ces Mistpœffers calabrais tirent de cette constatation une indéniable origine endogène, ou géodynamique, c'est-à-dire en fin de compte séismique; mais Alippi dépasse la portée des observations réelles lorsqu'il met ce mode de mouvement séismique en relation avec l'activité du Stromboli par l'intermédiaire des failles radiales de Suess[2], dont le rôle séismogénique a été réfuté[3] d'après Mercalli et Cortese. Quoi qu'il en soit, la première et très intéressante remarque d'Alippi est à rapprocher d'une toute semblable de Mc Kenny Hughes[5], d'après laquelle des bruits analogues du Lancashire caractériseraient surtout les abords de la partie occidentale de la grande faille Pennine, connue aux environs de Kirkby-Lonsdale sous le nom de faille de Craven.

Ainsi, l'exclusion des causes atmosphériques ou météorologiques se trouve confirmée par des observations d'ordre géologique, de sorte que les conclusions détaillées de Cancani s'imposent avec une force nouvelle. Il ne sera donc pas inutile de les reproduire :

1) Le phénomène connu en Ombrie et dans les contrées adjacentes sous le nom de Marina, doit être considéré comme identique aux Mistpœffers de la mer du Nord, d'après la description de Van den Broeck, au moins en ce qui concerne la façon dont il se présente et dont il se différencie des bruits lointains, ou de coups de canon.

2) Si l'on admet la même cause pour la Marina et les Mistpœffers, ce qui paraît fort probable, il faut exclure l'explication communément acceptée en Ombrie, que la Marina est due aux bourrasques de la mer, puisque, sur les côtes de la

[1] I Mistpœffers Calabresi (*Boll. soc. seism. ital.*, VII, p. 9. 1901).

[2] Die Erdbeben des südlichen Italiens (*Denkschriften d. mat.-naturwiss. Cl. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1874, XXIV).

[3] F. De Montessus de Ballore. *Géographie séismologique*, p. 320.

[5] Curious aerial and subterraneous sounds (*Nature*, N° 1359, November 14th 1894. London).

mer du Nord, les Mistpœffers s'observent même par mer d'huile et qu'en certains points d'Italie, comme à Ariccia, à 20 kilomètres du littoral, on perçoit, certains jours, la rumeur de la mer agitée.

3) Il faut exclure cette opinion que le phénomène est produit par le vent s'engouffrant dans les vallées des montagnes, puisqu'il s'observe également bien sur les sommets, sur les plages adriatiques et dans les grandes plaines.

4) Il ne semble pas qu'il ait son origine dans l'atmosphère, car alors il devrait se percevoir partout et non pas seulement dans certaines régions particulières.

5) Il ne doit pas venir de tempêtes lointaines, car il devrait être très fréquent lorsque, le soir ou la nuit, on observe les éclairs lointains, dits de chaleur.

6) Le mieux est d'admettre une origine endogène. Et, en effet, les catalogues séismiques donnent bien souvent des observations de bruits considérés comme tels, mais non accompagnés de secousses véritables, que les séismographes n'enregistrent pas. Les microphones seuls pourraient permettre de les signaler.

Les observations d'Alippi à propos de ce qu'il appelle les *Brontidis* Calabrais, et qu'il attribue à des mouvements dans l'accident du Crati, ont été reprises par Hobbs[1] à propos du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1904. Ce géologue, devenu séismologue, fait observer que les communes où les Brontidis sont le plus fréquents ne sont pas situées seulement sur la dislocation du Crati, mais jalonnent tout un réseau de fractures, dont elles figurent les sommets et occupent souvent les intersections. Ces localités à Brontidis sont précisément celles à mauvaise réputation séismique de la région, c'est-à-dire celles où par tous les tremblements de terre antérieurs se sont constamment produits les plus graves dommages. Il y a toutefois lieu de faire observer que Hobbs a donné à son réseau de fractures un développement exagéré et que beaucoup d'entre elles n'ont pas d'existence réelle. Alippi a déjà montré que, dans le reste de l'Italie, les Brontidis sont surtout fréquents le long des montagnes disloquées, Monte Falterona, Monte Nerone, Monte Amiata, et qu'en outre ils sont souvent entendus lorsque des séismes se produisent au voisinage. De la même façon, ceux de la Calabre sont, parmi le peuple, réputés venir des massifs du Sila et du Cocuzzo. En conséquence de tout cet ensemble de faits, Hobbs, se séparant nettement et avec raison de l'ancienne théorie épicentrale, admet que les Brontidis sont produits par le lent ajustement de blocs orographiques le long des divers éléments du réseau de fractures. Ce sont des vibrations marginales, trop faibles pour être perçues sous la forme de secousses séismiques.

[1] On some principles of seismic geology (*Beiträge zur Geophysik*, 1907, VIII, p. 219). — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and northeastern Sicily (*Id.*, p. 293).

D'après tout ce qui précède, il devient bien difficile d'échapper à cette conclusion que les bruits dont il s'agit ont une origine géodynamique, ou géologique, au même titre que les mouvements séismiques dont ils ne diffèrent pas essentiellement et dont ils sont une forme très atténuée. Il n'y a donc que des bruits séismiques.

Indépendamment du réel intérêt que présente en elle-même

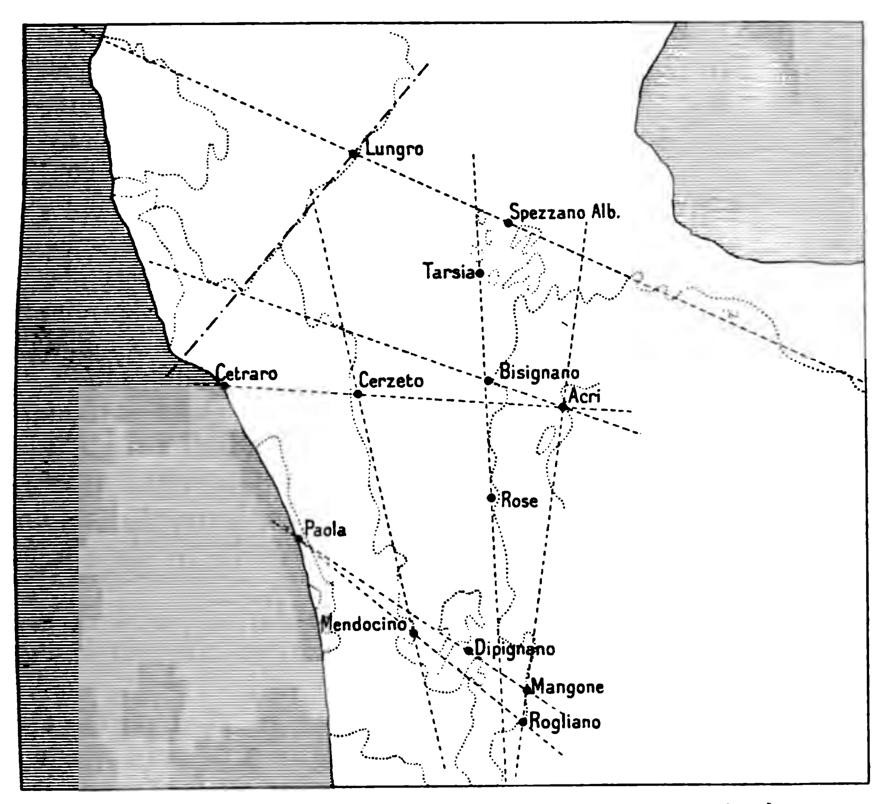


Fig. 52. — Répartition des *brontidis* dans la Calabre septentrionale (d'après Hobbs).

l'étude des bruits séismiques, on a cru pouvoir en faire des phénomènes précurseurs des grands tremblements de terre ; par suite, on a admis la possibilité de les utiliser à leur prévision, en les enregistrant soigneusement au moyen de microphones installés profondément au-dessous du sol. Pour justifier ce conseil, Mocenigo [1] rapporte qu'en 1824 (date d'ailleurs fausse), à Lima, Vidaure, prisonnier politique relégué dans une prison souterraine, entendait

[1] Applicazione del Microfono agli studi sismologici (*Bull. del vulc. ital.*, 1878, V, p. 53).

de sourdes rumeurs en appliquant l'oreille contre le sol, ce qui lui aurait permis d'annoncer un tremblement de terre désastreux. Il ne fut pas cru, et deux jours après il parvenait à s'échapper des ruines de la ville renversée. Le fait fût-il exact, il serait prudent de ne voir là qu'un pronostic réalisé par hasard. Pas plus que les chocs prémonitoires, les bruits séismiques ne peuvent fournir une base sérieuse et sûre à la prévision des tremblements de terre, et une longue pratique des observations séismographiques a aussi fini par montrer combien était chimérique et peu fondé l'espoir qu'exprimait De Rossi[1], d'arriver à ce résultat au moyen de l'agitation tromométrique précédant parfois, il est vrai, les violents séismes. Ces bruits imperceptibles, les *microrombos* de De Rossi, ne sont cependant pas sans intérêt, et peut-être mériteraient-ils d'être plus étudiés qu'ils ne l'ont été jusqu'à présent, au même titre que les microséismes, auxquels ils sont en quelque sorte comparables. A la suite de nombreuses observations, Mugna [2] a pu se convaincre de la possibilité de les distinguer en coups secs et en bourdonnements, correspondant respectivement aux mouvements séismiques sussultoires et ondulatoires, ce qui établit un lien étroit entre les manifestations sonores et le mode d'ébranlement du sol. Mais De Rossi est allé beaucoup trop loin en tirant du caractère de ces bruits, à savoir une certaine similitude avec ceux accompagnant des expansions gazeuses, cette conclusion que les gaz inclus dans les couches terrestres jouent un rôle prépondérant dans la production des tremblements de terre.

La remarque de Milne qu'à sa connaissance des bruits séismiques intervenaient dans deux cas de maisons soi-disant hantées, n'est pas sans intérêt.

En 1895, Van den Broeck [3] a suggéré non pas qu'il puisse être question d'utiliser l'audition des Mistpœffers à la prévision des coups de grisou, mais que s'il devait se confirmer que l'étude des microséismes constitue une voie rationnelle pour la recherche des conditions des dégagements grisouteux, le phénomène des Mistpœffers, en tant que résultant de vibrations terrestres, pourrait peut-être ne pas être négligé comme un élément d'étude dans la question. Cette communication, faite le 26 novembre 1895 à la Société

[1] Intorno a un probabile dato scientifico atto a far prevedere le scosse di terremoto (*Bull. del Vulc.*, *ital.*, 1874, II, p. 5).

[2] *Lo studio e la predizione dei fenomeni sismici mediante l'ascoltatore endogeno*, (Forli, 1880).

[3] Les « détonations mystérieuses » et les coups de grisou (*Bull. Soc. belge de Géol. Paléont. et Hydrol.*, 1896, X, procès-verb., p. 7. Bruxelles).

belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, puis ultérieurement développée à Liége en 1898 [1], a orienté les séismologues belges sur une voie nouvelle, à savoir la recherche des prodromes microséismiques des coups de grisou. Il était utile de signaler ici que les Mistpœffers ont été le point de départ d'une étude dont il sera question ailleurs, et dont l'importance pratique et humanitaire ne saurait être trop prisée, malgré l'insuccès qui a, jusqu'à présent, caractérisé cette recherche.

Dans un appendice à la *Géographie séismologique*, on a étudié des mouvements, sinon spontanés, du moins en étroite relation apparente avec l'exploitation des mines. Ces mouvements, appelés pseudoséismes, semblent se rattacher aussi aux bruits séismiques, mais d'une manière qu'il reste à éclaircir par des observations directes et systématiques. C'est ce qu'a bien compris Hankar-Urban, en particulier pour la carrière de Quenast en Belgique [2]. Il y a tout lieu d'espérer que cette intéressante tentative portera des fruits dans l'avenir et jettera quelque lumière, au moins dans certains cas particuliers, sur la genèse, encore si obscure, des bruits séismiques.

[1] L'origine et la signification des Mistpœffers; leurs rapports avec la météorologie endogène et avec une orientation nouvelle, en Belgique, dans l'étude du grisou (*Rapport au Ve congrès d'hydrologie médicale, de climatologie et de géologie de Liége*, 1898).

[2] Les mouvements spontanés des roches dans les mines et carrières (*Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, 1906, XX, procès-verb., p. 56).

CHAPITRE VII

SÉISMES SOUS-MARINS ET TSUNAMIS

Sommaire : Instabilité séismique des raides talus sous-marins. — Difficulté de l'étude des séismes sous-marins. — Travaux et lois de Rudolph. — Intensité, caractère et nature des séismes sous-marins. — Relations et observations directes. — Peu de danger des séismes sous-marins loin des côtes. — Échelle des intensités de Rudolph. — Étendue de l'aire ébranlée ; durée. — Phénomènes accessoires concomitants. — Effets sur les eaux de la mer.
Phénomènes volcaniques sous-marins. — Raz de marée séismiques, tide-rips ou tsunamis. — Effets sur les côtes. — Vitesse de propagation. — Influence de la profondeur des océans et sa détermination au moyen des vagues séismiques. — Marégrammes. — Étude des plus remarquables vagues séismiques observées. — Réfutation de la théorie volcanique de Rudolph et de celles d'autres auteurs. — Inductions de Forster et de Milne tirées de la rupture des câbles sous-marins.
Expériences d'explosions sous-marines. — Propagation des ébranlements artificiels et séismiques dans la masse liquide. — Les vagues séismiques dans l'histoire.

La terre ferme, îles ou continents, n'a pas le monopole des ébranlements séismiques à l'exclusion des surfaces immergées des mers et des océans, dont le fond est aussi le siège de tremblements sous-marins, perceptibles en haute mer quand les navires passent à proximité de leurs points d'origine. Il en est de même pour les côtes; mais il n'est pas toujours facile, dans ce cas, de savoir si ces séismes émanent de la surface immergée ou émergée. C'est qu'en effet, la présence de l'eau n'arrête pas au fond des espaces océaniques le jeu des efforts tectoniques capables de jouer un rôle séismogénique, sauf lorsqu'il s'agit de ces cuvettes dont l'origine remonte si loin dans le passé géologique que toute mobilité a disparu de leurs fonds, au profil devenu immuable et rigide comme les aires continentales anciennes et séismiquement stables, ce qui paraît être vraisemblablement le cas d'une grande partie du Pacifique, un des plus anciens traits de la *Face de la Terre*, suivant beaucoup d'éminents géologues.

Une des plus importantes découvertes de la séismologie moderne est précisément d'avoir montré que les reliefs sous-marins les plus accentués, au voisinage des côtes, donnent lieu à des tremblements de

terre dont le foyer, au lieu de se trouver à terre, est, au contraire, situé au pied ou le long du raide talus immergé. La démonstration matérielle en a été faite pour le littoral oriental du Japon, que borde la profonde fosse dite du Tuscarora, et si elle reste à faire pour beaucoup d'autres côtes, comme l'immense littoral de l'Ouest de l'Amérique et bien d'autres encore, le fait n'en est pas moins très probable, ainsi qu'on a eu maintes fois l'occasion de le montrer dans la *Géographie Séismologique*.

Certaines côtes sont sujettes à des marées anormales assez fréquentes, par exemple celles de la Cornouailles anglaise[1]. On peut suggérer qu'elles sont situées à proximité de régions océaniques dont le fond est plus ou moins souvent ébranlé par des mouvements séismiques, qui se traduiraient par ce phénomène particulier, rattaché intimement aux grandes vagues séismiques si redoutables en quelques pays. C'est de la même façon que les raz de marée du Sud de la mer du Nord, à l'autre extrémité de la Manche, ont été mis en relations avec un centre séismique de secousses ressenties en Angleterre[2].

L'étude des tremblements de terre sous-marins présente de bien plus grandes difficultés que celle des tremblements de terre ordinaires. D'abord, leur observation n'est que très accidentelle, car les mers sont de vrais déserts relativement à la terre ferme, et il faut qu'au moment précis de leur production, le hasard ait amené un navire dans l'aire, généralement très restreinte, qu'ils ébranlent. Ensuite, ils ne laissent aucune trace sur l'élément liquide et mobile, et les chances sont grandes de les confondre avec les mouvements imprimés aux navires par le jeu des vagues et des vents. Aussi, les catalogues de tremblements sous-marins sont-ils rares ou peu étendus, et les traités classiques de séismologie, sauf les plus récents, les passent à peu près sous silence, en se contentant de parler des désastreuses vagues qui ravagent certaines côtes à la suite des grands tremblements de terre des régions séismiques les plus instables situées au bord des océans.

Cependant, dès 1838, l'ingénieur hydrographe Daussy[3] s'était aperçu du nombre inusité de relations de séismes sous-marins et de phénomènes manifestement volcaniques dans l'Atlantique équatorial, à l'Est du Rocher Saint-Paul. Il en conclut à l'existence d'un volcan

[1] Edmonds. An account of an extraordinary movement of the sea in Cornwall, in July 1843, with notices of similar movements in previous years, and also of earthquakes which have occurred in Cornwall (*Trans. roy. soc. of. Cornwall*, 1846, VI, p. 111).

[2] *Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, 1906, XX, procès-verb., p. 105.

[3] Sur l'existence probable d'un volcan sous-marin situé par environ 0°20' de latitude sud et 22° de longitude ouest (*C. R. Ac. Sc.*, 1838, V, p. 512; 1842, XV, p. 446).

sous-marin dans ces parages, où de plus nombreuses observations postérieures ont permis de localiser en même temps une région sous-marine de haute séismicité, dont la description a été donnée à la *Géographie séismologique*. C'est, du reste, la seule région très instable connue en haute mer, du moins qui soit bien définie, et elle réalise la rare association en un même lieu des phénomènes séismiques et volcaniques.

Plus tard, Perrey[1] s'est occupé des tremblements de terre obser-

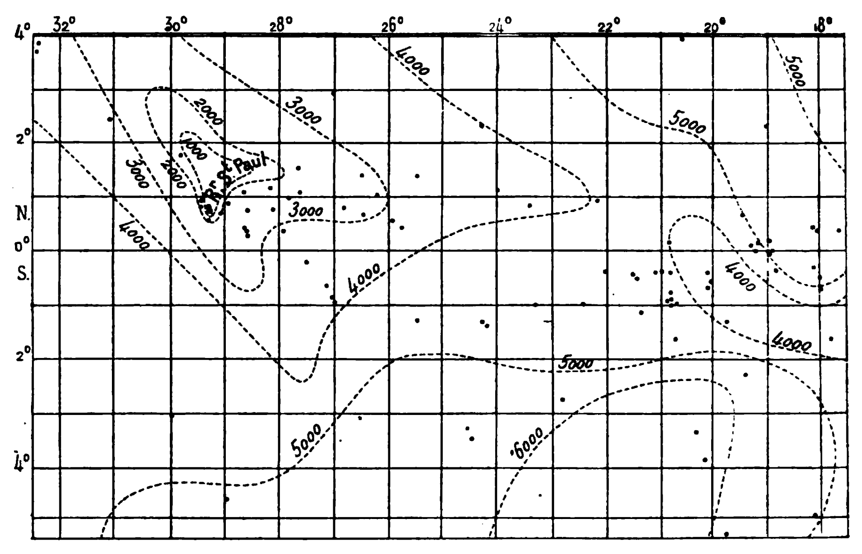


Fig. 53. — Région séismique de l'Atlantique équatorial, ou de Daussy.

vés dans l'Atlantique subtropical, mais surtout en ce qui concerne les archipels des Açores, Canaries, îles du Cap-Vert et Madère, plutôt que de ceux d'origine vraiment sous-marine, c'est-à-dire de haute mer.

A ces deux études, limitées à des parties de l'Atlantique, se restreignaient les recherches sur les tremblements sous-marins quand, beaucoup plus tard, Rudolph[2] a établi son catalogue, classique désormais, étendu à tous les océans, et posé les bases de leur théorie aussi loin que le permettent les connaissances séismologiques modernes. Aussi, son nom est-il étroitement lié à ces phénomènes, dont l'étude ne peut guère être qu'un résumé critique de son magistral ouvrage.

[1] Documents sur les tremblements de terre et les éruptions volcaniques dans l'Océan Atlantique (*Mém. Ac. Dijon*, Partie des Sc., 1847-48).

[2] Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen (*Beitr. zur Geophysik*.. 1887, I, p. 133, 1895, II, p. 537; 1898, III, p. 273).

Rudolph limite strictement les tremblements sous-marins aux ébranlements séismiques, dont l'origine est au fond des océans; mais c'est là un point de vue d'école, devant la difficulté qui se présente souvent de savoir si un séisme côtier est né sous mer ou non. De la même façon, les vagues séismiques n'accompagnent pas toujours de grands séismes d'origine indiscutablement terrestre. Il vaut donc mieux, à l'exemple de Roth [1], et contrairement à Rudolph qui restreint inutilement le problème, réunir tous ces phénomènes sans trop se préoccuper de savoir si l'origine est sous-marine ou non, puisque dans tous les cas l'ébranlement séismique se transmet au fond de la mer et à la masse liquide, dont l'existence n'est qu'une circonstance accessoire, différenciant vraiment bien peu ces phénomènes, suivant qu'ils sont observés à terre ou en mer.

Les séismes sous-marins présentent un très grand intérêt pour la géophysique du fond des mers, et, à ce titre, leur répartition à la surface des océans a une importance tout aussi grande que celle des tremblements de terre pour les surfaces continentales. Ce point de vue ressortit à la géographie séismologique, et ici on se contentera de rappeler les résultats généraux obtenus par Rudolph :

1) *Les tremblements sous-marins se produisent à toutes les profondeurs océaniques, sur les reliefs comme sur les dépressions.*

2) *Leur fréquence et leur intensité en une région particulière sont indépendantes du voisinage ou de l'éloignement des volcans actifs ou éteints, terrestres ou sous-marins.*

3) *Il y a des régions océaniques où ils sont plus ou moins habituels et d'autres où ils sont inconnus.*

Ces lois sont ainsi parfaitement d'accord pour le domaine maritime avec celles qui régissent la répartition des régions stables et instables terrestres. En particulier, on ne manquera pas de noter une fois de plus l'affirmation de l'indépendance des phénomènes séismiques et volcaniques, si lente à s'imposer malgré l'évidence des faits, aussi bien à terre qu'en mer.

Les séismes sous-marins ne sont pas moins utiles à étudier pour la séismologie pure, car, se propageant au sein de l'eau, milieu sensiblement isotrope, ils n'y engendrent directement que des ondes de compression ou de dilatation, ou normales ; le problème du mouvement séismique, simplifié de la sorte, devient ainsi plus abordable par suite de la disparition des ondes transverses ou de distortion.

[1] Ueber die Erdbeben (*Sammlung wissensch. Vorträge*, herausgg. von Wirchow u. Holtzendorff, Ser. XVII, Heft 390 Berlin).

Les relations des tremblements sous-marins présentent, à l'inverse de celle des séismes ordinaires, un très remarquable caractère d'uniformité, qui tient évidemment en grande partie à celle du milieu à la surface duquel on les perçoit et à la similitude des conditions dans lesquelles se trouve l'observateur : à bord d'un navire. L'impression physiologique n'est plus modifiée ou influencée par la nature du sol, ni par les circonstances contingentes relatives à l'édifice qui abrite ou non le narrateur. C'est presque toujours une sorte de frémissement du navire, de grincement dans ses membrures, qui fait tout de suite penser à l'équipage que l'on a touché sur quelque récif ou haut fond. On se précipite sur le pont ; sonder, et même pomper, est très généralement la première préoccupation de tous. La conviction que le navire a touché est si forte que, parfois, on est allé jusqu'à le faire ensuite passer en cale sèche : c'est ce qui est arrivé pour le navire *Orient* qui, le 17 novembre 1865, avait éprouvé un séisme sous-marin par 51° 44′S. et 170° 49′ E., à 210 milles au S. W. de l'île Auckland ; naturellement on ne trouva rien [1]. Mais le plus souvent, avant même de connaître le résultat négatif des sondages, le tremblement sous-marin se présente à l'esprit, immédiatement après ce phénomène si fugitif, car on voit le navire continuer sa course sans que sa vitesse soit le moins du monde altérée et l'on s'aperçoit que la mer ne déferle ni n'écume nulle part au voisinage, ce qu'elle fait toujours sur les écueils.

C'est de cette façon que l'on reconnaît les séismes sous-marins, et ces circonstances si constantes des observations, telles qu'on peut les lire dans les nombreuses relations extraites par Rudolph des journaux de bord anglais et allemands, deviennent pour ainsi dire leur définition pratique ; car c'est bien rarement qu'on observe un balancement ou un frémissement du navire de l'avant à l'arrière, ou *vice versa* des mouvements latéraux analogues, du moins avec assez de netteté pour que l'impression produite fasse immédiatement songer à un tremblement; il y faut ainsi une expérience préalablement acquise.

Comme pour les tremblements de terre, il faut maintenant examiner le phénomène sous ses principaux aspects : nature apparente et intensité ; durée et nombre des chocs ; bruit concomitant, étendue et forme de l'aire ébranlée ; effets produits sur le navire et la surface liquide, etc. Le sujet a été rarement traité d'ensemble, de sorte que le meilleur et plus instructif mode d'exposition consistera à reproduire

[1] Barry. On submarine earthquakes and volcanoes (*Quart Journ. of. Sc.*, 1866, VI, p. 199. Dublin).

les observations en les extrayant, suivant les besoins, du catalogue de Rudolph. Ainsi s'éclaircira dans la mesure du possible, un phénomène relativement assez peu connu.

En ce qui concerne l'intensité et le caractère spécial si facilement reconnaissable du mouvement séismique correspondant à un tremblement sous-marin, ce sera un étrange et léger frémissement rappelant celui qui se produit, quand la chaîne d'ancre, relevée ou jetée, file dans l'écubier.

1893. Novembre, 1. « Kepler », 17°, 5 N. 26°, 6 W. Fort tremblement sous-marin d'environ 30 m. de durée. L'ébranlement produit était semblable à celui qui se fait sentir quand on laisse tomber l'ancre en eau profonde.

1859. Décembre, 29, XI h. P. M. Corvette « Passadnick ». Il semblait que la chaîne d'ancre frottait sur un rocher.

On le compare aussi à la chute ou au traînage d'un objet lourd sur le pont.

1846. Août, 14. Au port de Livourne, le capitaine d'un navire chargé de blocs de marbre se trouvait dans la cuisine et il eut la sensation que les cordes de l'un d'eux s'étant rompues, il était tombé dans la cale.

1883. Mai, 10. VI h. A. M. « Arethusa ». Par 25° 52′ N. 41° 43′ W. A en juger par l'effet sur le navire, le mouvement parut aller du Nord au Sud. Il était vertical comme si le navire touchait le fond et un sourd grondement l'accompagnait comme si quelque objet pesant était traîné sur le pont.... Je sentis un choc de la barre du gouvernail....

D'autres fois, le frémissement est assimilé à celui qui se produit à bord d'un vapeur lorsque l'hélice tourne à vide par suite d'un fort coup de tangage.

1891. Janvier, 11. IV h. 7′ A. M. Le « Porro » en vue du cap Cherchell (Algérie) et à 6 milles de terre environ, ressentit un ébranlement comme lorsque l'hélice frappe à vide en haute mer. (En coïncidence avec la ruine de Gouraya.)

Avec une intensité plus grande, le choc est perceptible sur le pont, le navire oscille sous sa poussée, les mâts et les vergues frémissent, la barre du gouvernail résiste au timonier, lui échappe même et le navire ne lui obéit plus.

1884. Décembre, 22. II h. A. M. « Emma Romer ». Par 39° 52′ N. 28° 34′ W. L'ébranlement du navire fut semblable à celui que l'on ressent quand la chaîne d'ancre est retirée hors d'une eau profonde. Le timonier déclara que la roue du gouvernail le frappa dans les deux sens.

1886. Juillet, 1. XI h. 35′ P. M. « Thessaly ». Par 0°55′ N. 29° 34′ W... Le mécanicien stoppa immédiatement, croyant à une avarie.

Les objets peuvent être jetés sur le pont et les gens renversés.

1862. Mars, 25. X h. A. M. « Eucharis et Paul ». Par 1° N. 96°25′ E. (Paris). Le

navire fut ébranlé de tous côtés; beaucoup d'objets furent jetés bas dans la cabine.

1874. Août, 8. Le « James C. Stevenson » se trouvait à trois milles de Kaltura (Ceylan). Le choc fut si fort que pendant une ou deux minutes les officiers s'attendaient à voir les mâts se rompre.

1883. Décembre, 2. A l'entrée méridionale du détroit d'Ombay, la roue du gouvernail échappa des mains du timonier et le capitaine fut renversé sur le pont.

1867. Novembre, 18. II h. 45″ P. M... On ne pouvait se tenir debout et, si l'on voulait avancer, on était repoussé en arrière.

On songe parfois au choc d'un autre bateau contre les flancs du navire.

1834. Août, 72, X h. P. M. Corvette «Griper». Port de Chichester... L'équipage fut rempli d'effroi, car on crut qu'un chaland avait couru contre le navire.

Quant à de véritables dommages, il n'en est pour ainsi dire jamais question, sauf quand il s'agit des grandes vagues séismiques lorsque dans les ports les navires sont coulés, choqués les uns contre les autres, entraînés dans l'intérieur des terres et échoués, phénomènes différents et indirectement séismiques. Le premier exemple à citer est celui des environs de Manille, en 1797, dont le narrateur, de Guignes [1], ne fut pas témoin lui-même.

...Les vaisseaux ancrés dans le port (de Manille) ne ressentirent point le tremblement de terre, tandis qu'un navire anglais, qui se trouvait en mer à onze lieues de Manille, l'éprouva ; toutes les parties du vaisseau craquèrent, le grand mât s'enleva et retomba sur la membrure, et l'on fut obligé de le soutenir avec des mâtereaux pour pouvoir ramener le bâtiment dans la baie.

A cette époque, les navires arrivaient généralement dans ces pays lointains dans un grand état de fatigue, après de longues et pénibles navigations pendant lesquelles les membrures de bois souffraient beaucoup des alternatives de température sous des climats variés, heureux encore si, en l'absence de compagnies d'assurances, ils ne partaient pas d'Europe déjà dans un état lamentable, comme l'histoire des expéditions coloniales de tous les pays en relate tant de cas. Il n'y a donc pas ici corrélation certaine entre l'avarie et le tremblement de terre senti en mer par un navire. Le rapprochement est encore plus sujet à suspicion dans le cas suivant :

1861. Mars 20. VII h. A. M. « Dallas ». Par 0° 27′ N. 2° 30′ W... Tremblement sous-marin... Une inspection ultérieure montra que la fausse quille avait sauté.

La relation suivante serait peut-être de nature à faire plus d'impression.

[1] *Voyage à Pékin, Manille et l'Ile de France, 1784-1801*, III, p. 405 (Paris 1809).

1894. Juillet, 23. V h. A. M. Le schooner « Henriette », sur lest. A 20 milles au N. W. des îles Loffoten... Le navire fut frappé par un objet inconnu. (C'était le moment même d'un tremblement de terre dans la Norvège septentrionale.) Pendant deux minutes on observa un fort ébranlement de tout le navire, qui fit une voie d'eau et qu'il fallut abandonner à 2 heures de l'après-midi avec 7 pieds d'eau dans la cale. L'équipage se sauva dans les deux chaloupes et le navire coula vers 7 heures du soir.

Ainsi, du catalogue si étendu de Rudolph, resterait une seule observation d'un dommage réel et sérieux subi par un navire à la suite d'un tremblement sous-marin. Or il semble *a priori* bien difficile d'admettre que le mouvement séismique transmis à la masse liquide, puis à la coque du navire, puisse atteindre contre celle-ci une énergie suffisante pour l'endommager en quelque partie, aurait-il même été capable, à terre, d'en causer aux constructions. Que si l'on objecte contre cet effet d'amortissement dû à l'eau interposée les puissants effets des « coups de bélier » dans les conduites hydrauliques, il suffit de remarquer qu'il n'y a pas ici de parois latérales. On est donc en droit de rejeter, au moins provisoirement, la dernière observation relatée, au sujet de laquelle on peut d'ailleurs suggérer que la voie d'eau était toute prête à s'ouvrir lorsque s'est produit l'ébranlement séismique. Si, en effet, les séismes sous-marins pouvaient à eux seuls donner lieu à de sérieuses avaries, il serait bien étonnant qu'elles aient été si rarement rapportées. Ce dernier cas est d'autant plus invraisemblable, d'ailleurs, que le séisme a été loin d'être destructeur à terre ni dans le Nordland norvégien, ni dans l'archipel des Loffoten, de sorte qu'il faudrait lui supposer une origine sous-marine à proximité du schooner « Henriette » ; mais justement cette côte ne paraît pas se trouver dans les conditions tectoniques de relief favorables pour la production des violents tremblements de terre, comme dans l'Est du Japon par exemple, et elle appartient aux régions tout juste pénéséismiques, si même elle n'est pas aséismique.

Pour ne rien omettre au sujet d'une opinion négative, relativement à la possibilité que les séismes sous-marins causent des avaries, et qui ne sera peut-être pas facilement acceptée tout d'abord, on citera encore le cas du « Surinam », dont, le 13 décembre 1858, au voisinage de Ternate, les plaques du sol de la chambre aux machines auraient sauté. Or il arrive souvent qu'elles sont mobiles, simplement juxtaposées au-dessus d'un espace vide, et on ne dit pas si cette disposition était réalisée. On peut donc douter qu'il se soit agi d'un véritable dommage.

Ainsi donc, il est loin d'être démontré par l'observation que les séismes sous-marins puissent, à la surface de la mer, atteindre les

intensités des degrés supérieurs qu'ils manifestent à terre, du moins en dehors des vagues séismiques dont il sera parlé plus loin et qui constituent un phénomène consécutif et d'une autre nature.

Il importe d'examiner de près maintenant un autre effet quelquefois relaté, à savoir un arrêt dans la marche du navire. Il est d'autant plus rare que les phénomènes séismiques sous-marins se reconnaissent le plus souvent par cette circonstance, que la vitesse du navire n'a pas été modifiée après la première impression qui l'a touché. En dehors des vagues séismiques, le catalogue de Rudolph n'en fournit qu'une seule observation :

1854. Juin, 15. « Comte Roger ». Par 18° 18′ N. 20° 30′ W... A l'instant du choc, qui ne dura qu'une à deux secondes, le navire parut s'arrêter un instant et s'enfoncer dans la mer, mais il reprit immédiatement sa marche.

On remarquera la forme dubitative du récit : « le navire parut... » C'est que la vitesse d'un navire ne peut être brusquement modifiée que par son entrée dans un fort courant contraire, effet que ne comporte pas la propagation du mouvement séismique au sein de la masse liquide, de sorte qu'il faut rejeter cette observation, d'ailleurs unique. Cet effet de courant s'est justement produit le 9 mai 1877 sur le navire « John Elder », alors par 23° 43′S. et 70° 47′W. à 23 milles à l'Ouest d'Antofagasta, au moment du grand tremblement de terre d'Arica, bien connu, précisément, par les vagues séismiques dont il fut suivi. La secousse ressentie à bord n'y fut pas tout d'abord reconnue comme telle.

... Tandis que la mer était tranquille comme un étang, tout d'un coup et sans le moindre avertissement, chacun fut très alarmé à bord par un ébranlement très fort et soudain, ainsi que par une vibration que l'on ressentit depuis l'avant jusqu'à l'arrière et dont la cause était un tremblement de terre, ainsi que nous l'apprîmes plus tard. Les sondages ne donnèrent pas de fond par 20 brasses. Quoique le navire fût en pleine vitesse, il fut arrêté par le choc pendant 4 à 5 minutes ; tous les passagers croyaient que le navire était passé sur un écueil inconnu... Mais alors le navire se souleva sur une vague abrupte, un abîme écumant aspira l'eau le long de ses flancs, tandis que l'hélice sifflait avec un bruit terrible en tournant dans l'air; puis le navire piqua de l'avant et se précipita avec fracas dans la profondeur; cependant il tint bon et fut sauvé...

Ici les vagues séismiques seules causèrent l'arrêt du navire par le courant contraire qu'elles opposèrent à sa marche.

D'une étude approfondie des séismes sous-marins de son catalogue, Rudolph a tiré une échelle de leurs intensités, divisée en 10 degrés comme celle de De Rossi-Forel[1].

[1] Propositions concernant l'observation systématique des tremblements de terre sous-marins (*C. R. des séances de la deuxième conférence séismologique internationale de Strasbourg*. Annexe A, 8, p. 274, Leipzig, 1904).

I. Tremblement très faible, plutôt un bruit, qui ne se perçoit généralement qu'à l'intérieur du navire.

II. Tremblement faible susceptible de réveiller l'équipage endormi.

III. Tremblement dans le navire entier, donnant l'illusion de grands tonneaux roulés sur le pont.

IV. Tremblement léger analogue à celui qu'on éprouve quand le câble-chaîne se déroule rapidement.

V. Tremblement assez fort, comme si le bâtiment passait sur un fond raboteux.

VI. Ébranlement intense, susceptible de faire danser des objets légers, la barre heurte dans la main du timonier.

VII. Ébranlement violent par des secousses qui font craquer la charpente; il est impossible de se tenir debout.

VIII. Ébranlement très violent par des secousses. Les mâts et le gréement, les objets lourds placés sur le pont sont ébranlés.

IX. Ébranlement excessivement violent par des secousses. Le navire est jeté de côté, perd de sa vitesse, ou se trouve arrêté dans sa course.

X. Effets destructeurs. Les hommes sur le pont sont renversés par terre, les joints du pont sautent, une voie d'eau se déclare.

D'après ce qui précède, les degrés supérieurs, IX et X, seraient à supprimer provisoirement en attendant que des observations plus précises aient démontré la possibilité d'avaries infligées aux navires par les tremblements sous-marins.

TABLEAU XXII

Tableau de concordance entre les Échelles De Rossi-Forel et Rudolph.

Échelle								
De Rossi-Forel Tremblements de terre . .	I II	III	IV	V VI	VII	VIII	IX	X
Rudolph Tremblements sous-marins		I	II III IV V	VI	VII	VIII	IX	X

Les degrés de l'échelle de Rudolph ne correspondent à rien de réel relativement à l'intensité du tremblement sous-marin, puisqu'on l'évalue au moyen de ses effets sur un navire qui est séparé de la surface solide mise en mouvement, le fond de la mer, par un matelas d'eau d'une épaisseur variable et dont l'action amortissante ne peut guère être estimée, même approximativement. C'est pour cela que bien des séismes destructeurs à terre n'ont été que faiblement ressentis à bord à peu de distance des côtes. Cela s'est notamment présenté

pour le désastre de Charleston du 31 août 1886. Et dans ces conditions, il n'y a pas lieu de s'étonner de l'extrême rareté des dommages causés aux navires, si toutefois même il s'en est jamais produit. Au reste, il en est de même pour les tremblements de terre ordinaires : l'intensité à la surface n'indique rien sur l'intensité au foyer, dont la profondeur est inconnue, et l'on n'a de renseignements à

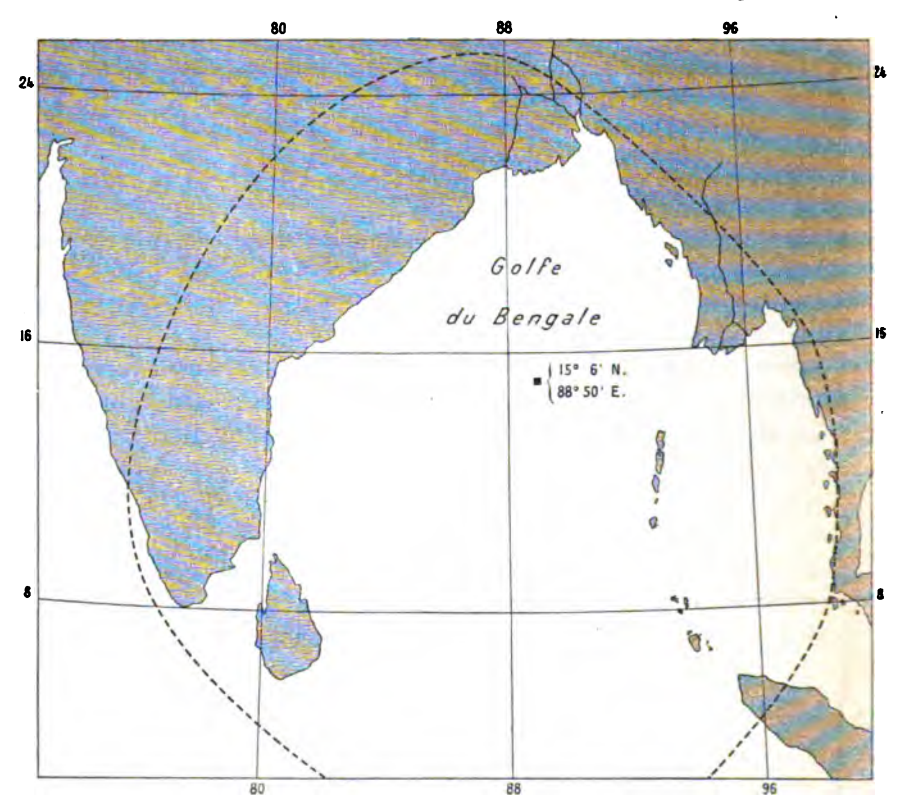


Fig. 54. — Surface ébranlée par le tremblement de terre du golfe du Bengale du 31 décembre 1881 (d'après Oldham).

cet égard, — et combien vagues, — que par la disposition et l'extension des isoséistes prolongés hypothétiquement en mer. Quoi qu'il en soit, Rudolph a pu déterminer l'intensité apparente de 222 séismes sous-marins et il a donné le tableau suivant (XXIII) de leur répartition suivant les dix degrés de son échelle.

Le maximum s'y trouve aux degrés V et VI, et non aux plus faibles degrés, comme cela devrait être. Cela tient évidemment à ce que ces derniers exigent des observateurs aussi attentifs qu'expérimentés, sinon les tremblements sous-marins passent inaperçus, ou

du moins leur véritable nature est souvent méconnue quand ils sont trop peu intenses, et l'on ne juge pas utile de consigner sur le journal du bord d'aussi insignifiants phénomènes.

TABLEAU XXIII

Répartition des séismes sous-marins d'après leur intensité
(d'après Rudolph).

Degrés	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Nombre de séismes	8	6	15	14	65	52	14	22	19	7

Dans la très grande majorité des cas, le mouvement est accusé par les observateurs comme trépidatoire ou sussultoire, c'est-à-dire vertical. Parfois on le décrit comme ayant abordé le navire par une de ses extrémités pour le quitter à l'opposé. C'est bien ce qui doit être d'un mouvement transmis par ondes successives émanant d'une

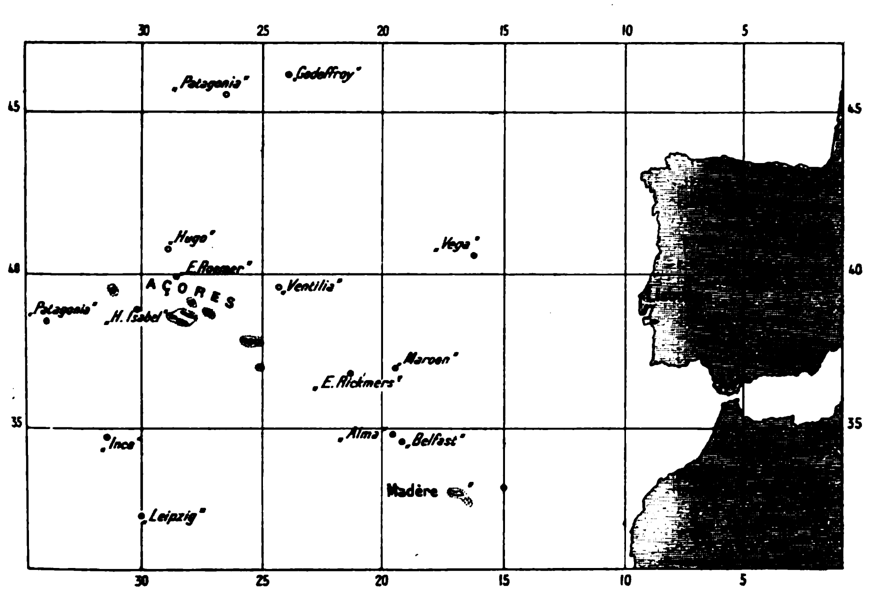


Fig. 55. — Position des navires qui ont ressenti le tremblement de terre des Açores du 22 décembre 1884 (d'après Rudolph).

origine plus ou moins étendue, mais définie, et comme les aires d'ébranlement sont généralement très faibles, l'observateur est rarement éloigné de l'origine, de sorte que le mouvement reste dans une direction peu différente de la verticale.

L'étendue de l'aire ébranlée est intimement liée à l'intensité et elle est très faible ordinairement. Mais elle peut aussi, comme pour

les tremblements de terre, atteindre des dimensions considérables, tel celui de Lisbonne du 1er novembre 1755, dont l'origine était certainement sous-marine. C'est, sans doute, l'ébranlement séismique le plus étendu que l'on connaisse; il a franchi l'Atlantique. On peut citer celui du 31 décembre 1881, dont Oldham[1] fixe l'épicentre par environ 15° N. et 89° E. Son aire, remarquablement circulaire, s'étendait de 1 500 à 1 600 milles dans tous les sens. Cette circonstance lui a fait attribuer erronément une cause volcanique. Le tremblement

TABLEAU XXIV

Rapport entre la durée et l'intensité des séismes sous-marins

(d'après Rudolph).

Nombre des séismes sous-marins.	Intensité.	Durée	Nombre de séismes sous-marins.	Intensité.	Durée.
1	I	30"	3	VI	50-6"
4	II	4-30"	14		1-2'
4	III	6-10"	6		2-5'
3		25-40"	3	VII	1-40"
2		2',3	5		1-3'
8	IV	2-30"	5	VIII	1-40"
4		1-2'	7		1-5'
5	V	1-15"	2		10',3
5		20-35"	2	IX	1-2".10"
11		1-3'	5		1-2'
2		5-6'-10'	1		15'
10	VI	3-10"	1	X	40-50"
6		15-30"	2		1',25.3'

de terre des Açores du 22 décembre 1884 a ébranlé une surface équivalente.

On doit penser que des séismes aussi étendus résultent de mouvements tectoniques considérables. Cependant la forme si voisine d'un cercle pour le tremblement du golfe du Bengale ne serait guère favorable à cette explication si toutefois les observations sont complètes.

Il n'y a rien de bien particulier à signaler sur la durée des tremblements sous-marins. Elle croît, d'une façon générale, avec l'inten-

[1] Note on the earthquake of december 31st 1881 (*Records of the geol. Survey of India*, 1884, XVII, part 2, p. 47).

sité, comme cela se présente pour les tremblements de terre, ainsi qu'il résulte du tableau ci-contre (XXIV), donné par Rudolph.

Ces durées sont évidemment exagérées dans bien des cas et, lorsqu'elles atteignent plusieurs minutes, on peut être assuré qu'elles correspondent à différentes secousses successives, mais confondues. Et en effet on connaît plusieurs essaims de séismes sous-marins.

Le nombre des oscillations sensibles n'apporte pas de faits nouveaux et différents de ce que l'on observe à terre. On citera cependant l'exemple suivant, parce qu'il montre la possibilité d'une cause d'erreur qui a certainement dû se présenter, surtout pendant la nuit, à savoir la confusion avec la rencontre d'un gros cétacé ou d'une épave flottant entre deux eaux.

1856. Janvier, 6. X h. 30′ A.M. « Fusilier ». Par 25° 23′N, 48° 15′W... Nous fûmes très surpris par un bruit sourd comme celui d'un tremblement de terre, le navire trembla et la garde, alarmée par le choc, monta sur le pont. Cela se répéta 12 fois en 2 ou 3 minutes... Après 20 minutes, à notre grand étonnement, deux énormes baleines apparurent de dessous le navire, en faisant le tour et soufflant plusieurs fois, puis repassant sous lui et le frappant plusieurs fois aussi. Je crois qu'elles ont heurté contre la carcasse de fer, et le choc fut mieux senti qu'il ne l'aurait été à bord d'un navire de bois... J'ai ressenti de forts tremblements de terre dans l'Amérique du Sud et le phénomène y ressemblait beaucoup comme bruit et sensation. Il est étrange que ces baleines n'aient pu être vues avant d'approcher le navire et disparurent de la même façon.

Les retumbos qui accompagnent, précèdent ou suivent les séismes sous-marins ne présentent rien de spécial. Leur caractère et leurs relations de temps avec l'ébranlement ne diffèrent pas de ce qui se passe pour les tremblements de terre.

Quant aux phénomènes accessoires, les deux seuls intéressants et à retenir sont les changements de la couleur de l'eau et les augmentations de température. Les premiers dénotent probablement et les seconds certainement le voisinage de phénomènes volcaniques.

Quelques relations parlent de poissons lancés en l'air.

1862. Mars, 25. X h. A.M. « Eucharis et Paul ». Ile Hog (Sumatra)... Les poissons effrayés ne savaient où se refugier, plusieurs même ont été lancés hors de l'eau.

Le fait en lui-même est peu croyable, en ce sens que le mouvement séismique ne peut guère être supposé présenter une composante verticale suffisante pour cet effet. Ces êtres ont simplement continué leur fuite hors de l'eau. Il paraît même que parfois ils auraient été, sinon tués, du moins rendus incapables de rentrer dans

leur élément, par suite de la rupture de leur vessie natatoire. C'est ce qui a dû résulter de la décompression trop rapide qu'ils ont subie en quittant les profondeurs pour échapper à l'ébranlement séismique.

On peut aussi attribuer la mort des poissons à ce qu'au moment du mouvement séismique, ils se trouvèrent, par suite de l'incompressibilité de l'eau, pris entre une couche inférieure en mouvement et un niveau supérieur encore ferme à cause de son inertie. Telle est du moins l'explication donnée par Alfani [1], qui assimile le phénomène avec ce qui se passe à la pêche à la dynamite par ce fait que la chair des poissons était, après le tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905, comme dilacérée et rendue cotonneuse. Au reste, ce sont là phénomènes qui intéressent plus l'histoire naturelle que la séismologie.

Beaucoup plus importants sont les effets des tremblements de terre sur la masse liquide océanique. Parmi eux se présentent les gigantesques raz de marée, souvent beaucoup plus destructeurs que le phénomène séismique lui-même. On commencera par ce qui s'observe en haute mer.

Presque constamment, les relations signalent qu'après le tremblement sous-marin, l'état de la mer n'a pas changé, et cette observation est faite avec d'autant plus d'insistance que la mer est plus calme, ce qui dénote bien l'étonnement de l'observateur devant l'effet négatif de l'ébranlement. Il doit bien, en effet, en être ainsi, le séisme ne pouvant se manifester que sous la forme d'une onde de condensation et de dilatation transmise par un liquide d'une épaisseur souvent considérable. Ce que l'on sait de l'amplitude du mouvement séismique à terre ne permet guère de supposer qu'il puisse agiter notablement la surface de la mer dans ces conditions. On va discuter les quelques observations contraires que l'on possède en pleine mer; les cas en sont d'ailleurs peu nombreux.

1859. Janvier, 25. I h. P.M. « Florence Nightingale ». En vue du rocher Saint-Paul, par 0° 58′ N. 29° 16′ W. Tremblement sous-marin... Pendant la première partie du jour régnait une mer troublée, mais après, une forte mer du N.N.E.

On ne saurait retenir un fait au sujet duquel l'observateur précise aussi peu la coïncidence, ou la relation de cause à effet, entre l'agitation de la mer et le tremblement sous-marin.

1852. Octobre, 13. « Maries ». Par 19° W. et 12 milles marins au Nord de l'équateur. On entendit un bruit sourd provenant de la mer; ce bruit s'accrut

[1] Il terremoto calabrese (8-IX-1905) (*Riv. di fis. mat. e sc. nat. di Pavia*, VI, p. 290, 1905).

rapidement et devint assourdissant. La mer s'éleva en vagues énormes (*mountainous*); le vent soufflant de tous les points à la fois, on ne put plus gouverner, et le bâtiment se crut perdu. Le phénomène dura 15′, les eaux se calmèrent par degrés et, lorsque tout fut passé, les navires qu'on avait en vue avaient disparu. Bientôt après, le bâtiment rencontra de nombreux débris qui lui firent supposer des naufrages.

Cette dernière observation, souvent citée à l'appui de l'action des séismes sous-marins sur l'état de la mer, est bien peu probante, y eût-il même tremblement, ce qui n'est pas évident. C'est bien plutôt la description de quelque phénomène cyclonique, comme il s'en présente souvent dans les parages équatoriaux. A l'observation suivante, il y eut bien coïncidence, mais la nature purement atmosphérique du phénomène est encore plus claire.

1875. Juin, 4. III h. A.M. Par 19° 16′N. 57° 51′W. « Hamilton ». Observé un tremblement sous-marin. Lorsque le mouvement commença, la mer était tout à fait unie. Mais à mesure que les chocs augmentaient de force, la mer s'agita. Soudain le navire éprouva un choc, comme s'il avait touché et un bruit particulier et roulant remplit l'air. En même temps que les chocs, le ciel prit une couleur de plomb; l'atmosphère était épaisse et nuageuse. Il se produisit un peu de vent et le navire fut frappé comme dans un tourbillon. La durée du tout fut estimée à 10 minutes.

La coïncidence semble bien peu certaine dans le cas suivant :

1891. Août, 23. X h. 30′ A. M. par 36° 44′ N. 59° 47′ W. « Robert Harrowing ». On ressentit un séisme sous-marin. Le capitaine relate qu'une étrange et extraordinaire agitation de la mer eut lieu et augmenta jusqu'à couvrir le pont d'eau. A 1h. P. M. la mer était redevenue calme.

Enfin, dernière observation :

1866. Janvier, 30. X h. 15′ A. M. « Komet ». 31°57′ N. 38°24′ W. Léger tremblement. La mer s'éleva dans toutes les directions et on perçut un bruit sourd.

Ainsi, du catalogue considérable de tremblements sous-marins recueillis par Rudolph, on peut tout au plus tirer une seule observation claire et inattaquable, relatant l'agitation de la mer comme conséquence immédiate du phénomène séismique. *Testis unus, testis nullus*, serait-on tenté d'ajouter. On est donc en droit de penser qu'en l'absence de faits probants suffisamment nombreux, il n'est pas démontré que, *nés en pleine mer*, les séismes sous-marins exercent une action perturbatrice sur l'état de la surface.

Quelques phénomènes d'un caractère nettement volcanique sont naturellement à exclure de cette discussion. Qu'ils accompagnent ou non un tremblement sous-marin, ils sont facilement reconnaissables, même en l'absence de colonne de fumée ou de flottement de pierres ponces. L'eau de la mer semble bouillonner, et la sonde re-

vient à haute température. La région séismico-volcanique de Daussy a fourni un grand nombre d'observations de ce genre. Dans ce cas on a affaire à des tremblements d'origine volcanique, mais les phénomènes observés à la surface de la mer n'ont rien de directement séismique. C'est ainsi qu'on a signalé des colonnes d'eau lancées en l'air à une grande hauteur, et tout à fait analogues à celles que produisent les explosions de mines sous-marines ou de torpilles. Quoique



Fig. 56. — Colonne d'eau soulevée par l'explosion d'une mine sous marine (d'après Abbott).

parfois rien ne soit venu en accuser la cause volcanique, celle-ci n'est point douteuse, aucun effet connu des tremblements de terre ne pouvant donner raison d'un tel phénomène, et ce n'est pas la présence de l'eau qui, à elle seule, peut suffire à lui donner naissance à la suite d'un ébranlement séismique du fond de la mer.

1878. Janvier, 12. XI h. 55′ A. M. « Northern Monarch ». Par 12° 4′S. 48° 38′ E. Observé la mer lancée à une grande hauteur, peut-être 80 pieds ou plus, en colonne; cela eut lieu trois ou quatre fois, chaque colonne plus basse que la précédente; effet semblable à celui produit par une torpille. Examinant immédiatement le point de haut, on observa que la mer brisa trois ou quatre fois, comme sur de forts écueils, puis s'apaisa et l'on ne vit plus rien. Le point était distant de 5 à 6 milles du navire vers le S. E. par l'E.

Les marins connaissent, sous le nom de remous de courant (*tide-rip*), la succession d'un certain nombre de grandes vagues passant avec rapidité, et tout à fait indépendantes de l'état de la mer au moment et au lieu où on les observe. Elles ne semblent pas en relation avec l'état atmosphérique local ; ce phénomène est encore assez mal connu, et il ne serait pas impossible, au moins dans certains cas, qu'elles puissent résulter d'un violent mouvement tectonique et séismique du fond de la mer à quelque distance, avec déplacement notable d'un élément de la marqueterie terrestre, suivant le mot si suggestif de de Lapparent. On ne peut encore que poser la question, et d'ailleurs nous ne connaissons même aucun cas à mettre en relations avec un tremblement sous-marin. C'est donc là une simple suggestion, dont il appartient à l'avenir de confirmer le plus ou moins de bien fondé. Seraient-ce des vagues séismiques encore trop peu éloignées de leur point d'origine pour avoir eu le temps de s'éteindre en apparence, ainsi qu'elles le font avant de venir se manifester aux marégraphes des côtes les plus lointaines, et correspondant à un tremblement sous-marin d'une suffisante intensité? Quoi qu'il en soit, c'est encore là, au sujet des *tide-rips*, une seconde suggestion à vérifier aussi bien que la précédente. En voici un exemple destiné à fixer les idées :

1855. Octobre 10. « Maria ». Par 14° N. 34° W. A trois heures du soir, a paru un *tide-rip*. Il s'est écoulé à peine cinq minutes depuis le moment où il a été aperçu au vent, jusqu'à celui où il a été hors de vue sous le vent. Je n'ai pu évaluer sa vitesse à moins de 60 milles par heure, comme celle de certaines barres de l'Inde. Quoique nous en ayons traversé plusieurs pendant la nuit, nous n'avons pas trouvé qu'ils nous aient dérangés de notre route. Cela vient peut-être de ce qu'ils passent si vite qu'ils ne peuvent prendre d'action sur le navire; cependant ils frappent violemment contre ses flancs et l'agitent en tous sens. On les ressentit même au bas (du navire), et ils réveillèrent ceux qui étaient endormis.

La grande vitesse est ici un caractère commun avec les vagues séismiques, dont on parlera plus loin avec détails.

A un voisinage plus ou moins immédiat de la terre ferme, les choses changent de face, et les perturbations, violentes ou non, de la surface de la mer sont d'observation courante, au contraire de ce qui se passe en haute mer. On en pourrait multiplier beaucoup les exemples, mais il suffira de consigner les deux suivants :

1869. Mars, 9. VIII h. P. M. A Fort William (Loch Aber, Écosse), à l'embouchure de la rivière Lochy dans le Loch Linnhe. La mer qui était tout à fait tranquille s'éleva soudain et parut très agitée ; les navires frémirent comme s'ils avaient touché.

Le grand tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886 donna lieu à plusieurs observations de ce genre, à bord des navires qui naviguaient dans ces parages.

« Willesden ». Par 31° 46′ N. 75° 8′ W. Tremblement de mer. La mer s'éleva aussitôt.

« City of Palatka ». De Charleston à la Floride ; à 8 milles de la côte. Pendant le tremblement de terre, la mer était d'abord calme, puis après il s'éleva une forte mer.

Ainsi, au voisinage des côtes, les tremblements de terre perturbent l'état de la mer.

On a beaucoup épilogué sur une observation, d'ailleurs unique en son genre, et d'après laquelle un tremblement sous-marin pourrait produire un large boursouflement de la mer, et on a voulu y voir la preuve d'un mouvement vertical correspondant au séisme. Sans raison apparente on en a fait un phénomène volcanique. En réalité, il s'agit d'une observation assez imprécise, où l'emploi de l'expression « il semble » suffit à interdire d'en tirer, comme on l'a fait, des conclusions sur le mécanisme intime de la production de ces ébranlements séismiques et sur la manière dont ils se communiquent à la masse liquide et s'y propagent. Voici l'observation dont il s'agit :

1887. Septembre, 23. « Alps ». Par 19° 44′ N. 74° 24′ W. Nous sentîmes à 7 h. du matin, près de la côte sud de Cuba, un tremblement sous-marin qui dura environ 45′ et qui ébranla le navire en avant et en arrière. 7 milles marins plus loin vers le N.E. par le N., fut senti un second choc plus doux, d'environ 7′. Vers 8 h. 10, à 13 milles marins de la position de 7 heures, trois chocs dont un dura 2′3, et se suivant les uns les autres à des intervalles de 1′. Vers 8 h. 45′, un choc beaucoup moins fort de 2′1/2 de durée. La mer était tout à fait unie. Comme le premier choc était ressenti, *il sembla* que la mer, pendant une durée d'environ 3′, s'élevait de toute sa masse (*in a solid body*), sans la moindre vague ; puis elle redevint unie comme auparavant. (D'après les cartes, la profondeur était de 1 000 brasses, ou de 1 829 mètres.)

De tout cela résulte que loin des côtes, et à l'exclusion des grandes vagues séismiques dont on va parler, les tremblements sous-marins n'ont pour ainsi dire pas d'action sur la mer.

Le long des côtes des pays séismiquement instables, comme le Pérou, le Chili, le Japon, etc., les grands tremblements de terre sont souvent accompagnés ou suivis par d'énormes vagues qui ravagent le littoral et qui, complétant l'œuvre destructive du séisme, sont fréquemment plus désastreuses que l'ébranlement du sol. Quoique leur origine séismique ait été contestée, et même niée par Rudolph, le fait que ces vagues redoutables sont presque toujours liées à des tremblements de terre au moins sévères est une raison suffisante pour

leur conserver dès maintenant le nom de vagues séismiques, auquel on verra plus loin qu'elles ont parfaitement droit. C'est à Hochstetter[1] et à Geinitz[2] que l'on doit les plus complètes observations sur les vagues séismiques, à l'occasion des tremblements de terre d'Arica du 13 août 1868 et d'Iquique du 9 mai 1877. A cet égard, leurs travaux sont classiques.

Plus ou moins longtemps après le tremblement de terre, les vagues séismiques assaillent le rivage et l'inondent sur une profondeur variable, qui dépend de la distance à leur point d'origine et des circonstances topographiques locales. Tant à l'aller qu'au retour, mais surtout lorsqu'elles rentrent dans le lit de l'océan, elles détruisent tout sur leur passage, noient les habitants, renversent les habitations respectées par le séisme, bousculent les uns contre les autres les navires au port et les échouent souvent à de grandes distances dans l'intérieur, où elles les ont transportés après avoir brisé leurs amarres ou leurs chaînes d'ancre. Leur hauteur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et leur vitesse est considérable, notablement supérieure à celle des vagues des plus violents ouragans. Elles se répètent à des intervalles variables qui peuvent aller jusqu'à plusieurs heures, et la première n'est pas toujours la plus forte ou la plus désastreuse. Puis, tout se calme par degré, mais souvent au bout d'un, de deux et même de trois jours seulement

D'un tremblement de terre à l'autre, les dimensions des vagues séismiques sont très différentes. A vrai dire, leur hauteur exacte n'a jamais été réellement mesurée, et il faut s'en tenir aux évaluations d'observateurs généralement affolés; on parle couramment de 20, 40, 80 pieds même au-dessus du niveau des plus fortes marées. Il ne semble pas qu'il faille tenir ces chiffres comme très exagérés cependant, car, à d'énormes distances, par exemple d'un bord à l'autre du Pacifique, la diminution de hauteur due au simple amortissement progressif à la surface de tout un océan n'a pas été telle qu'on n'ait encore constaté des dénivellations de 10 et 20 mètres à l'abri de toute erreur due à une impression d'effroi, sinon de surprise.

A peu de distance de leur origine, les vagues séismiques sont

[1] Ueber das Erdbeben in Peru am 13. August 1868 und die dadurch veranlassten Fluthwellen in Pacifischen Ocean, namentlich and den Küsten von Chile und von Neu-Seeland (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss., Mat.-naturwiss. Cl.*, 1868, LVIII, p. 837. Wien). — Die Erdbebenfluth in Pazifischen Ocean vom 13. bis 16. August 1868 und die mittleren Tiefen dieses Oceans (*Id.*, 1869, LIX, p. 109).

[2] Das Erdbeben von Iquique am 9. mai 1877 und die durch dasselbe verursachte Erdbebenfluth in Grossen Ocean (*Nova Acta d. Kgl. Leop.-Carol.-Deutschen Ak. d. Naturforscher*, XL, p. 385. Halle, 1878).

perceptibles à bord des navires qu'elles peuvent même mettre en péril.

1877. Mai, 9. VIIIh. 20' P. M. «John Elder». Par 23° 45' 5.; 70° 47' W... Tremblement sous-marin... Quoique le navire allât à toute vitesse, le choc l'arrêta quatre ou cinq minutes... Mais après, la mer montant souleva le navire sur une vague énorme, un abîme écumant aspira l'eau le long de ses flancs, tandis que l'hélice sifflait avec un bruit terrible en tournant en l'air, le navire se pencha en avant et s'enfonça avec un bruit assourdissant dans l'abîme ; tout cessa et l'on était sauvé.

A grande distance, au contraire, les vagues séismiques passent inaperçues et le navigateur n'en a connaissance qu'après son arrivée au port, où il s'explique alors des circonstances et des phénomènes accessoires qui l'avaient frappé en cours de route. C'est ainsi que le vapeur *Taranaki* n'avait rien ressenti des vagues séismiques qui, le 14 août 1868, avaient dévasté l'île Chatham, neuf heures et demie avant qu'il y arrivât ; mais, dans l'intervalle, il avait traversé une mer trouble et boueuse, couverte de débris de navires, de planches, de poutres, d'arbres, etc., débris arrachés à la malheureuse colonie. Cela tient à l'énormité de l'amplitude horizontale des vagues séismiques, dimension facile à déduire de la vitesse de propagation et des intervalles de temps qui les séparent. Ainsi, Hochstetter a pu estimer entre 200 et 500 milles marins la distance de crête à crête pour celles du 13-16 août 1868, suivant les trajets qu'elles avaient parcourus d'Arica aux divers ports des rives opposées du Pacifique. Avec de semblables amplitudes, il n'est pas étonnant qu'elles puissent envahir la terre ferme sur 10 kilomètres et plus comme elles l'ont fait dans le détroit de la Sonde, le 27 août 1883, après la formidable explosion du Krakatoa, et inversement laisser à sec d'immenses rades ou baies.

Ainsi s'expliquent sans peine les désastres causés par les vagues séismiques, désastres bien plus graves que ceux dus au tremblement de terre lui-même et aux plus violentes tempêtes. Leurs victimes se comptent par milliers. Très fréquentes le long de la côte orientale du Nippon, où on les connaît sous le nom de *Tsunamis*, elles y ont fait officiellement 30 000 victimes, le 15 juin 1896, sur une étendue de 700 milles de côtes. Cependant, les pêcheurs n'avaient rien ressenti en mer et, en rentrant à terre, ils furent douloureusement surpris de ne plus retrouver que l'emplacement de leurs villages disparus, emportés par les vagues séismiques. Que l'on double ou triple seulement l'étendue de la côte ravagée, ce qui n'a rien d'invraisemblable d'après ce que l'on a observé sur les côtes du Chili

et du Pérou, et l'on arrive facilement, dans un pays aussi peuplé, à des chiffres de 100 000 victimes relatés à plusieurs reprises dans les *Jishin Nendaïki*, calendriers séismiques constituant un antique genre de publication spéciale au Japon. Le nom japonais de *Tsunamis* ne préjugeant rien sur l'origine de ces phénomènes, il mérite d'entrer dans la terminologie séismologique.

La vitesse de propagation des tsunamis a préoccupé beaucoup

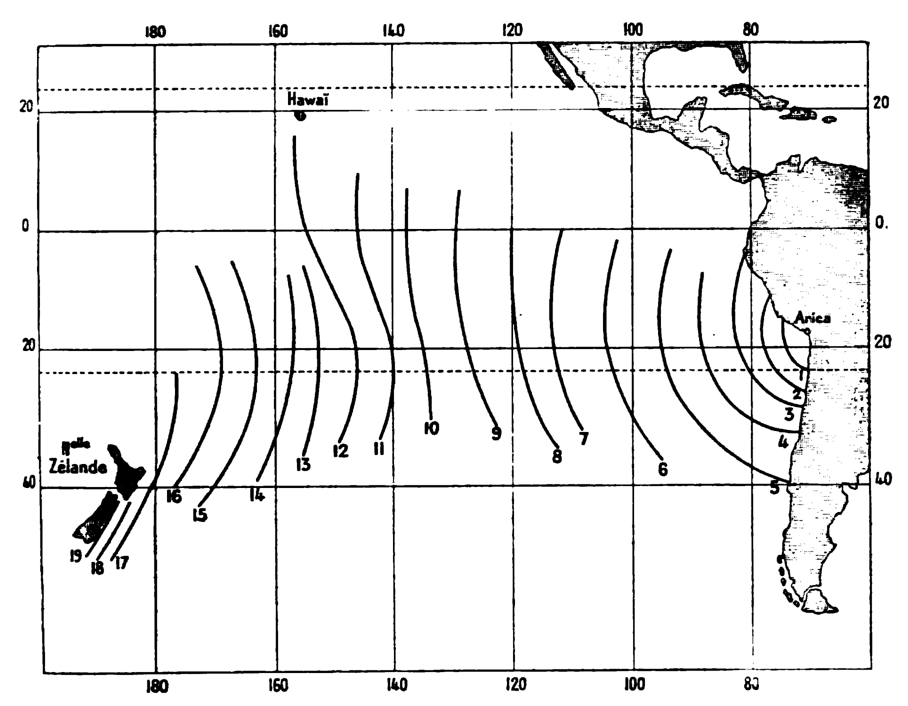


Fig. 57. — Homoséistes horaires au travers du Pacifique des *tsunamis* du tremblement de terre d'Arica du 13 août 1868 (d'après Hochstetter).

d'autres savants que Hochstetter et Geinitz. Ces deux derniers ont constaté que ceux des tremblements de terre d'Arica et d'Iquique ont traversé l'Atlantique avec la même vitesse que le flot de la marée luni-solaire, résultat précis et de grande importance. Ainsi, pour le premier de ces deux séismes, ils sont arrivés à Lyttelton (Nouvelle-Zélande) en 19 heures, et justement Whewell[1] a tracé dix-neuf courbes horaires de flot entre Arica et la Nouvelle-Zélande. Il y a donc, pour ainsi dire, identité entre sa carte et celles des homoséistes horaires des vagues d'août 1868.

[1] Essay towards a first approximation to a map of cotidal lines (*Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London*, 1833, p. 147.)

Malgré les critiques de détail que Schmick[1] a faites à la carte de Whewell, le résultat fondamental de cette comparaison n'en subsiste pas moins.

L'égalité de vitesse de translation des tsunamis et du flot luni-solaire s'explique très bien parce que, pour l'un et l'autre phénomène,

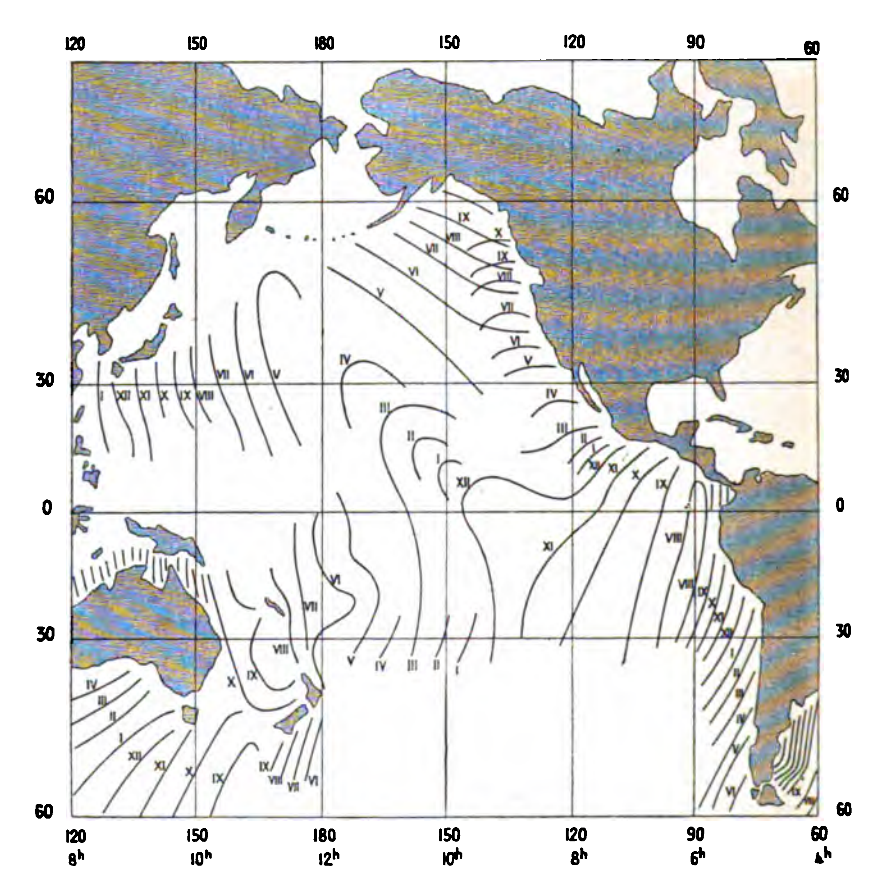


Fig. 58. — Cotidales horaires ou courbes isochroniques de flot du Pacifique (d'après Whewell).

toute la masse liquide océanique est mise en mouvement d'oscillation et, dès lors, cette vitesse dépend uniquement de la nature du liquide et de la forme du vase, c'est-à-dire du relief sous-marin et de la profondeur. Au contraire, les vagues des tempêtes les plus violentes n'affectent qu'une couche superficielle d'épaisseur relativement

[1] *Das Flutphänomen und sein Zusammenhang mit den säkularen Schwankungen des Seespiegels* (Leipzig, 1879).

infime, 200 mètres au maximum, peut-être même beaucoup moins. Or, la vitesse de translation, V, est liée à la profondeur d'eau, H, par la formule approchée, dite d'Airy :

$$H = \frac{V^2}{g}$$

où g représente la gravité. On comprend bien ainsi pourquoi la vitesse de translation des tsunamis a toujours été observée très supérieure à celle des vagues de tempêtes, puisque pour celles-ci la profondeur est elle-même très inférieure à celle de l'océan dont la masse est dans toute sa profondeur mise en mouvement par les tsunamis.

C'est au tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755 que, pour la première fois, on a constaté la propagation des vagues séismiques d'un bord à l'autre d'un océan, mais leur étude sérieuse n'a commencé qu'à celles du tremblement de terre du 23 décembre 1854 au Japon, lorsqu'après avoir ravagé Simoda, elles allèrent se faire enregistrer en Californie, aux marégraphes de San-Francisco et de San-Diego. Bache[1], au moyen de la formule d'Airy, en a déduit

TABLEAU XXV

Mesure de la profondeur du Pacifique d'après les vitesses de propagation des tsunamis.

ENTRE IQUIQUE (9 mai 1877) et les ports de :	PROFONDEUR MOYENNE DU PACIFIQUE en *fathoms* (1m,829) obtenue par		
	LA VITESSE MOYENNE des tsunamis, d'après		LES SONDAGES
	GEINITZ	MILNE (1)	
Wellington (Nouvelle-Zélande) . . .	1430	1028	2473
Honolulu (Sandwich).	2319	1635	2495
Apia (Samoa)	1930	1662	2500
Kamaischi (Japon)	2182	1563	2584

pour la profondeur moyenne du Pacifique entre le Japon et la Californie une valeur comprise entre 2100 et 2500 brasses. Hochstetter et Geinitz ont repris ces recherches pour les tsunamis de 1868 et de 1877 (Arica, Iquique). Les profondeurs ainsi obtenues pour la seconde ne concordent pas exactement avec celles déduites

[1] Notice on earthquake waves on the western coast of the United States, on the 23rd and 25th december 1854 (*Am. journ. of Sc.*, XXI, p. 37. January 1856).

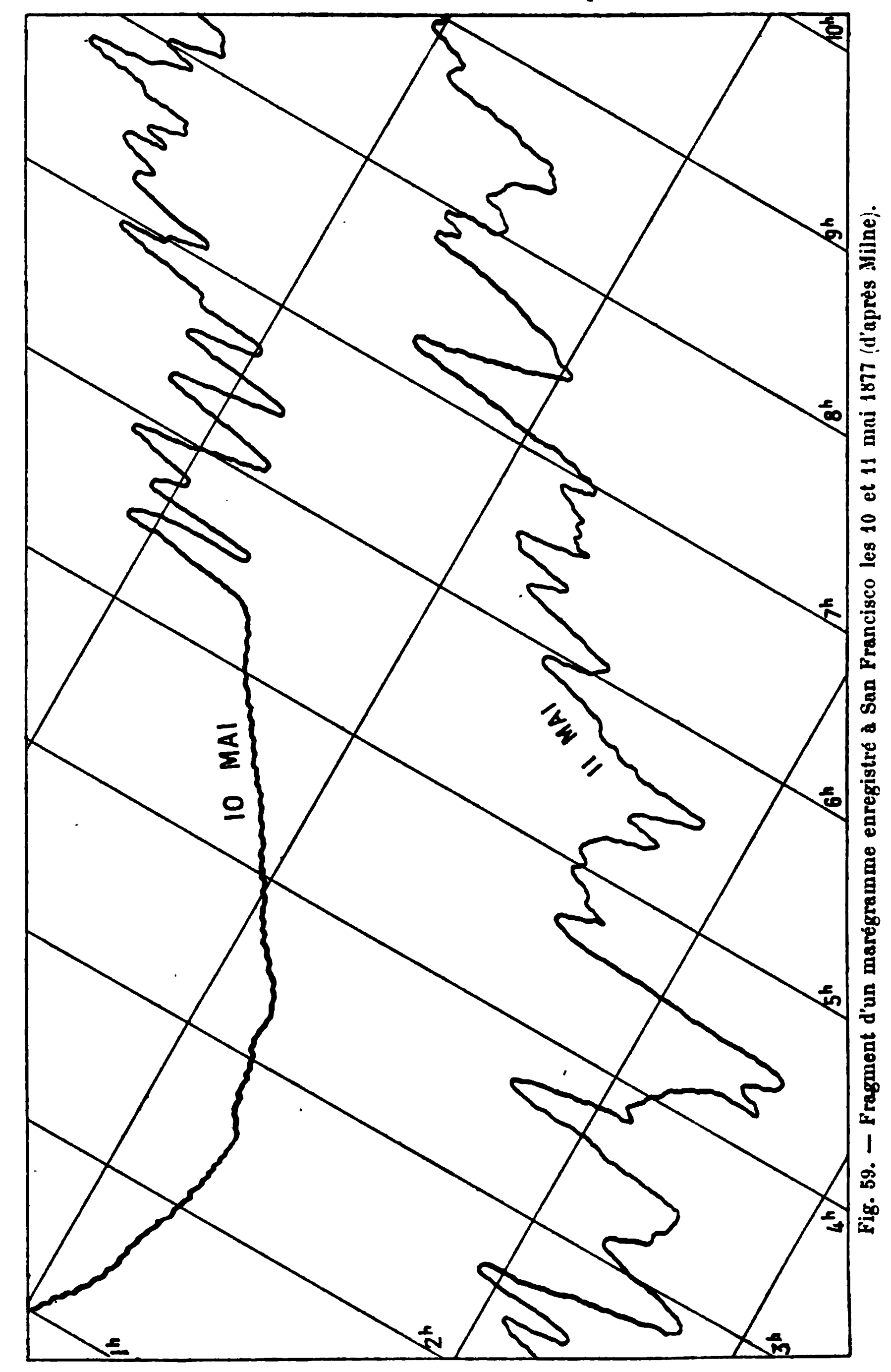


Fig. 59. — Fragment d'un marégramme enregistré à San Francisco les 10 et 11 mai 1877 (d'après Milne).

des nombreux sondages modernes, et l'on s'est préoccupé des causes de ce désaccord.

Elles sont multiples. Milne[1] y voit le résultat d'erreurs dans la détermination du temps et de la position de l'origine du tremblement de terre; il pense aussi que les sondages donnent toujours des résultats trop élevés, par suite de la difficulté qu'il y a à connaître le moment précis auquel le plomb de sonde touche le fond. Wharton[2] attribue cette diminution de la vitesse théorique à la présence de larges rides relativement peu profondes et encore

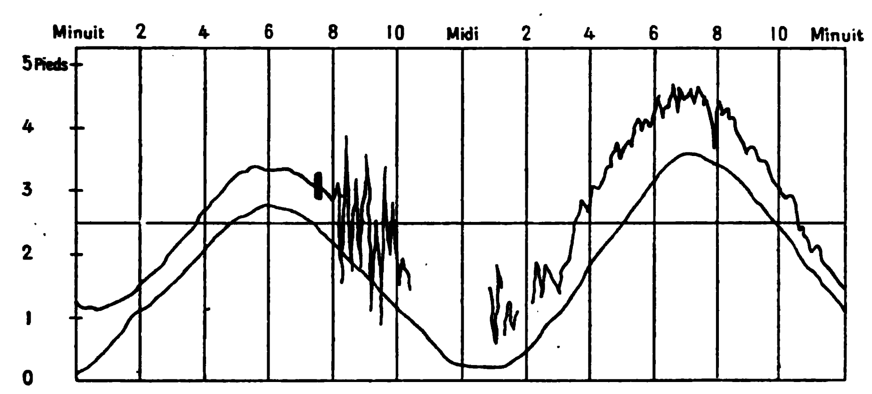


Fig. 60. — Marégramme de Port-Blair du 31 décembre 1881.

inconnues sur le trajet des vagues dues à l'explosion du Krakatoa, les 26 et 27 août 1883.

A vrai dire, l'application inattendue des vagues séismiques à la détermination de la profondeur d'un océan au moyen de la vitesse avec laquelle elles l'ont traversé n'est qu'une solution théorique élégante d'un problème que résolvent beaucoup plus exactement les sondages, et du reste Davison[3] a montré que la formule d'Airy doit être modifiée, ce qui la complique singulièrement. La question ne présente donc vraiment plus aucun intérêt.

Les marégrammes, c'est-à-dire les tracés automatiques obtenus dans les ports, et donnant à chaque instant la hauteur de l'eau, fournissent de très intéressantes informations sur la manière dont les tsunamis se sont propagés. En général, la sinusoïde quotidienne

[1] The peruvian earthquake of May 9th 1877 (*Trans. seism. Soc. of Japan*, 1880, II, p. 50).

[2] *The eruption of Krakatoa and subsequent Phenomena.* Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society. Part III: On the seismic waves caused by the eruption of Krakatoa, August 26th and 27th 1883 (London, 1888).

[3] Note on an error in the method of determining the mean depth of the ocean from the velocity of seismic waves (*Phil. mag.*, January 1897, p. 33).

et très régulière, correspondant au flot de l'attraction luni-solaire. est peu modifiée dans son ensemble, les vagues anormales, d'ailleurs d'origine séismique ou non, ne faisant que se surajouter à son tracé ordinaire. D'autres fois, on peut y lire des renseignements qui ne pouvaient être soupçonnés. Ainsi le marégramme obtenu à Port-Blair (îles Andaman), à la suite du tremblement sous-marin du golfe du Bengale du 31 décembre 1881, montre très distinctement deux séries de vagues se succédant alternativement et de hauteurs inégales. Le séisme venait de l'Ouest, et comme Port-Blair est situé à l'Est de l'archipel, les plus faibles avaient été retardées et amorties par leur passage dans le détroit le plus direct, mais aussi le plus resserré, tandis que les grandes vagues avaient suivi, sans y subir d'altérations notables, le large et facile passage au Sud de la grande île. Dans le marégramme de Port-Denison, du 10 mai 1877, Schmick a pu distinguer les ondes venues directement du foyer d'ébranlement (à l'Ouest d'Iquique), jusqu'à la Nouvelle-Galles du Sud, de celles qui y étaient parvenues après s'être réfléchies contre la côte occidentale de l'Amérique du Sud.

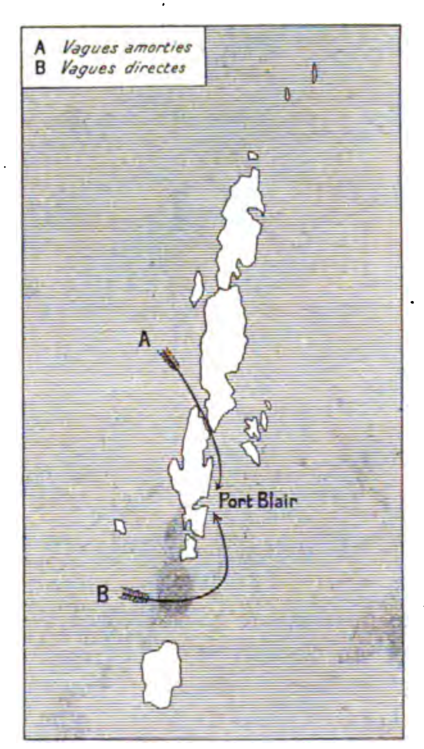


Fig. 61. — Carte de l'archipel des Andaman avec le double trajet des tsunamis du 31 décembre 1881.

Les tsunamis produits par l'éruption du Krakatoa dans le détroit de la Sonde, le 27 août 1883, sont célèbres entre tous à cause de leurs conséquences désastreuses à Java et à Sumatra, le long des rives opposées du détroit, où ils ont fait officiellement 36 380 victimes. Le fait qu'ils se sont fait sentir jusqu'aux marégraphes de l'Europe occidentale n'a pas moins attiré l'attention du monde savant, et leur origine est purement volcanique puisque, pendant ce paroxysme éruptif, il ne s'est produit comme phénomène séismique qu'une légère secousse à Anjer dans la soirée du 26, et encore est-elle plutôt douteuse. Mais ce n'est pas une raison suffisante pour les passer sous silence, car rien ne les a distingués essentiellement des vagues séismiques et

plusieurs de leurs particularités peuvent sans doute se manifester à l'occasion de ces dernières. Verbeek[1] et Wharton ont fait sur ces vagues du Krakatoa des recherches qui ne le cèdent en rien en importance et en précision à celles de Hochstetter et de Geinitz sur celles des tremblements de terre d'Arica et d'Iquique. Celles de Wharton seront ici le principal guide.

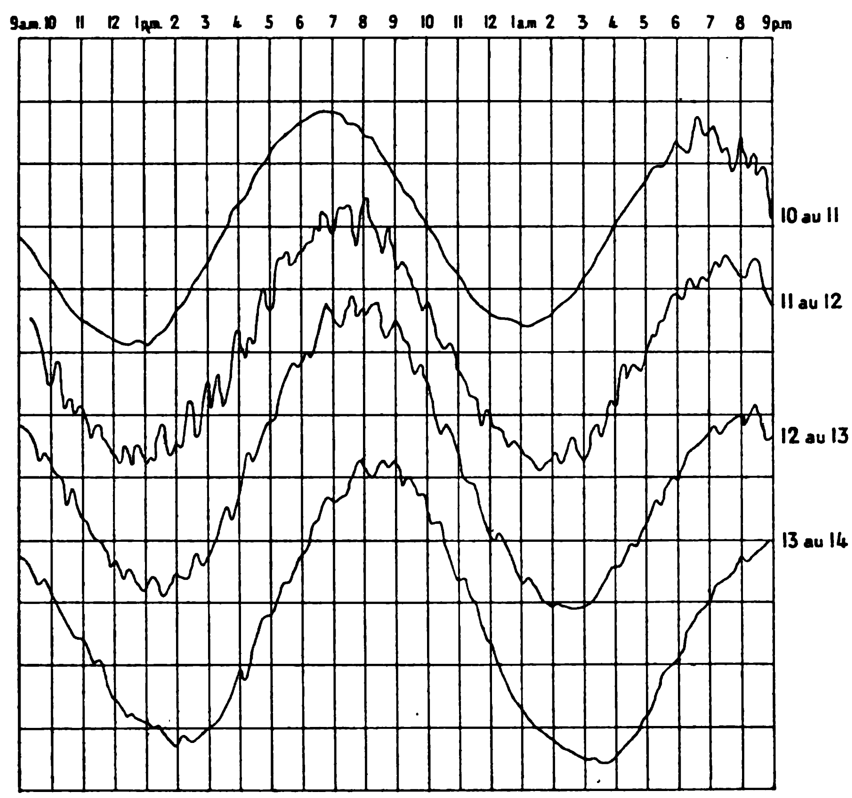


Fig. 62. — Marégramme général de Port-Denison (Sydney, Australie) du 10 au 14 mai 1877 (d'après Geinitz).

Les renseignements sur la hauteur de ces vagues sont en général peu précis. Verbeek a cependant pu l'évaluer à Mérak à 115 pieds (38 mètres) par les traces qu'elles avaient laissées sur les collines, mais il est probable qu'en ce point elles sont montées plus qu'ailleurs, resserrées qu'elles étaient dans un étroit chenal entre l'île de ce nom et la côte N. W. de Java. A Tjiringin et au fond de la baie de Peper, l'inondation atteignit son maximum et les fuyards ne furent sauvés

[1] *Krakatau* (Batavia, 1884-85).

qu'à 67 et à 100 pieds d'altitude. Verbeek estime la hauteur à 80 pieds (26 mètres) à Katimbang, et Wharton pense que la moyenne a été de 50 pieds (16 mètres) dans le détroit de la Sonde.

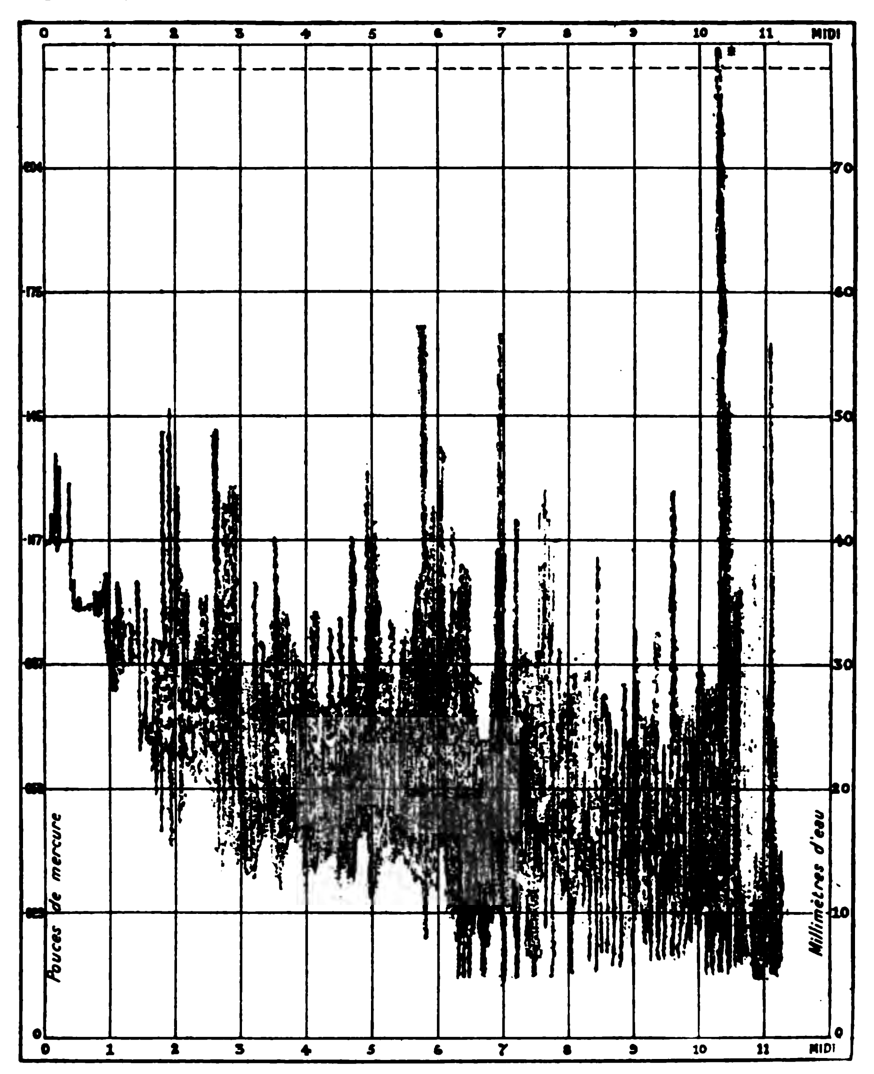


Fig. 63. — Variations de pression au gazomètre de Batavia le 27 août 1883 (d'après Verbeek).

Wharton envisage plusieurs hypothèses quant à leur formation : chute d'une portion considérable de l'île de Krakatoa dans la mer ; explosions volcaniques sous-marines, violents mouvements de l'écorce terrestre ; brusque irruption de l'eau de la mer dans la cavité ouverte dans le volcan, par suite de la projection en l'air d'une partie de

l'évent. L'île ayant été constamment voilée par les projections de toute nature, l'observation ne donne aucun renseignement sur ce qui s'est passé réellement, et, des navires les moins éloignés du Krakatoa au moment de l'éruption, il a été impossible de voir quoi que ce soit. Mais on peut éliminer de suite les mouvements de l'écorce terrestre, puisqu'il n'y a pour ainsi dire pas eu de tremblement de terre. Il est cependant hors de doute que les trois grandes vagues ont été intimement liées aux trois grandes explosions de V^h43', VI^h57' et X^h18' du 27 août; cette coïncidence résulte clairement du graphique des pressions du manomètre enregistreur du gazomètre de Batavia, dont les variations correspondaient elles-mêmes aux ondes atmosphériques produites par les explosions principales. Le phénomène commença par des vagues positives à Batavia, et d'autres secondaires furent observées dans ces intervalles des grandes. Une fois mises en mouvement d'oscillation, celles-ci se succédèrent de crête à crête à deux heures d'intervalle en moyenne, ce qui correspond à une amplitude horizontale de 80 milles géographiques, ou 148 kilomètres. Tout autour du volcan, sur les côtes de Java et de Sumatra, leur vitesse suivit très sensiblement la loi d'Airy. A cela se réduisent les données numériques les plus probables relatives à un phénomène qu'une frayeur bien excusable n'a pas permis aux témoins survivants d'observer avec précision, quant aux circonstances de temps. D'un autre côté, les conditions locales du relief sous-marin ont tellement déformé, d'un marégraphe à l'autre, les éléments des perturbations du niveau de la mer, qu'il n'a pas été possible d'identifier entre elles les diverses phases des diagrammes, de sorte que, de ces tracés, l'on n'a rien pu tirer d'assez exact pour des mesures autres que celles mentionnées tout à l'heure.

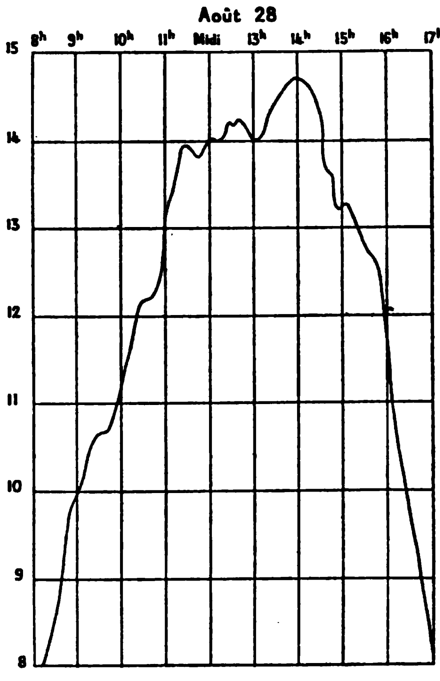


Fig. 64. — Marégramme de Rochefort lors de l'éruption du Krakatoa (d'après Wharton).

Les grandes vagues se manifestèrent aux marégraphes du monde presque entier, et on a pu les suivre pour ainsi dire à la piste dans l'Océan Indien, dans tout le Pacifique, et dans l'Atlantique jusqu'à Colon à l'Ouest et aux ports du golfe de Gascogne et de la Manche à l'Est; cependant, à bord des navires les plus rapprochés même du

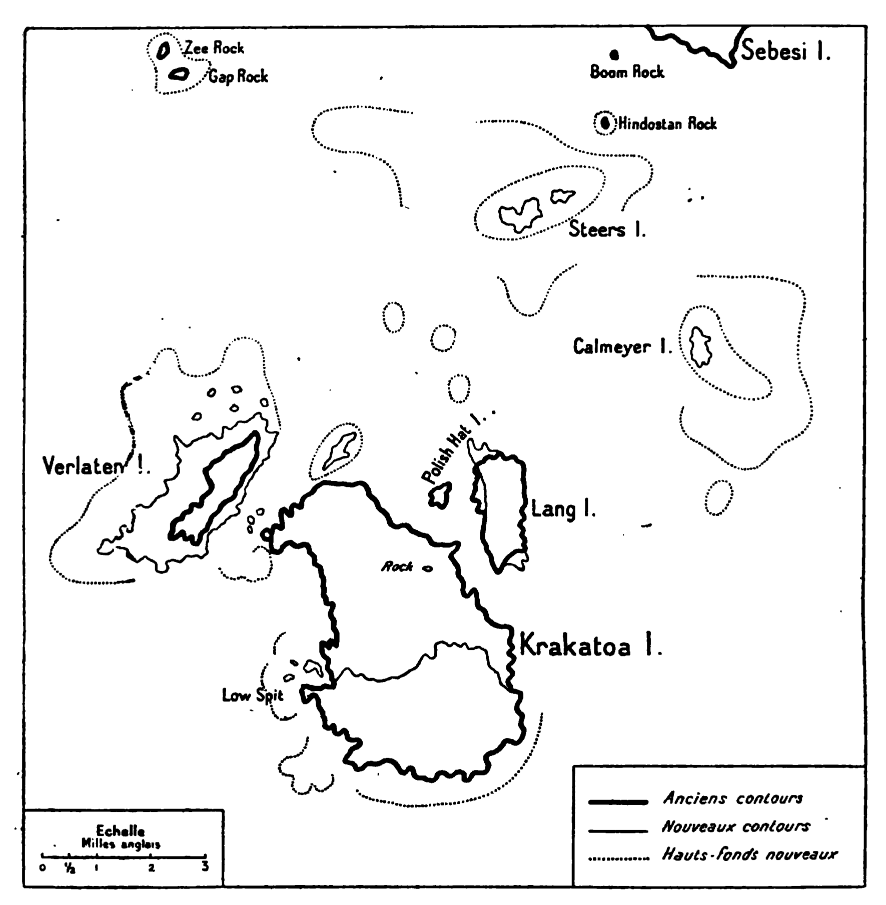


Fig. 65. — Etat du Krakatoa et de ses environs avant et après l'éruption des 26 et 27 août 1883 (d'après Wharton).

volcan, on ne les distingua point d'une mer agitée et confuse. Cela tenait à leur énorme amplitude, devant laquelle leur hauteur devenait tout à fait négligeable, et cette observation négative a déjà été signalée pour les vagues séismiques. Seul, le capitaine du navire « William H. Basse » accusa un fort courant anormal qu'il estima à 10 milles à l'heure, chiffre très probablement exagéré. Dans tous les ports du détroit et de ses abords, les témoins s'accordent à signaler une autre

série de vagues dont l'intervalle, au lieu de dépasser notablement une heure et même deux, variait entre 5 et 15 minutes; celles-ci, au contraire, ne furent pas enregistrées par les marégraphes, probablement à cause de leur trop courte période.

De même qu'il y eut deux séries de vagues, de même aussi les changements de relief du Krakatoa et du relief sous-marin au voisinage ont été de deux sortes; c'est de là que Wharton tire la genèse des vagues.

Ces changements de relief consistèrent en des augmentations des surfaces émergées et des relèvements de fonds d'une part, en la disparition d'une partie considérable du volcan par projection ou explosion d'autre part. Ainsi la surface de l'île Verlaten passa de un à trois milles carrés, tandis que celle de Lang Eiland s'accroissait aussi, mais proportionnellement moins. Entre Lang Eiland et Sebesi, les profondeurs furent beaucoup réduites sur une aire de 72 milles carrés. Le banc de 18 milles carrés, sur lequel reposent les îles nouvelles Steers et Calmeyer, n'a plus qu'une altitude moyenne de — 4 mètres au lieu de — 40. Enfin, sur le reste de l'aire de 72 milles carrés, la réduction de profondeur n'a été que de 10 mètres en moyenne. Wharton attribue à ces considérables relèvements des fonds les trois vagues principales, et il en voit la preuve dans le courant qui assaillit le « William H. Basse ». Il n'en indique d'ailleurs pas le mécanisme, mais il semble croire à un soulèvement (*upheaval*) que rien ne justifie, si l'on entend par là un mouvement tectonique de l'écorce. Quant aux vagues secondaires, il les explique par les projections de matières lors des explosions successives. Il calcule que le volcan a perdu 2 000 000 000 000 pieds cubes de matériaux et que la chute dans la mer du cinquantième de cette masse aurait suffi pour donner naissance à une vague circulaire de 100 milles géographiques de circonférence, de 20 pieds de haut et de 300 de large. Il admet en outre qu'au moment de l'explosion principale, celle de X^h du 27 août, les deux espèces de vagues se formèrent simultanément, mais il serait injuste de ne pas reconnaître qu'il fait de prudentes réserves à l'énoncé de ce double processus.

Verbeek ne considère pas de la même façon le mécanisme de la formation des tsunamis du Krakatoa, mais comme il a surtout recours au mode de production du phénomène volcanique, il n'y a pas lieu d'en exposer le détail, puisque le côté séismique du problème a complètement disparu, faute de tremblement de terre concomitant.

Ainsi, l'existence des deux séries de vagues reste sans explication séismique ou tectonique, et c'est tout ce qu'il faut en retenir ici.

Pour en finir avec cet événement considérable qu'est l'éruption du Krakatoa au point de vue des tsunamis, on ajoutera seulement que la vitesse de propagation ne s'est généralement pas conformée à la vitesse du flot luni-solaire, du moins si l'on s'en tient à la carte de Wheewell, déjà bien ancienne. Il en a cependant été ainsi dans l'océan Indien, du détroit de la Sonde à Trou-Fanfaron (Maurice). D'ailleurs, on ignore complètement le chemin suivi pour arriver aux ports de la Californie et de l'Europe, ce qui peut suffire à expliquer ce désaccord.

La disposition du relief sous-marin ne peut suffire à expliquer toutes les particularités locales des tsunamis. Par exemple, le 14 août 1868, ils s'élevèrent à 21 mètres de hauteur au-dessus des plus hautes marées à San Pedro (Californie), et à 17 mètres seulement au Callao, quoique le premier port fût plus éloigné de l'origine de 3820 milles marins. Schmick rend compte de cette anomalie apparente en faisant intervenir, dans le Nord du Pacifique, des interférences mutuelles de vagues ayant suivi des routes différentes.

On a attribué une grande importance au sens initial des vagues séismiques, suivant qu'elles commencent par monter et inonder la terre ou par descendre et assécher le rivage. Il règne dans l'Amérique du Sud la croyance que la mer commence généralement par se retirer, pour prendre pour ainsi dire son élan avant que de revenir exercer ses ravages. Aussi, au cri de « *El mar se retira* », les populations, effrayées et instruites par une expérience séculaire, s'enfuient précipitamment pour échapper au danger, ce qui ne suffit pas toujours à les sauver. De là vient, sans doute, cette erreur que le recul préliminaire de l'océan est la règle, ce qui est contraire à l'observation. Ainsi Geinitz a établi un tableau du sens de la première vague dans chacun des 38 ports du Chili et du Pérou, échelonnés du Sud au Nord entre La Ensenada et Tumbez. Dans 18, elles ont commencé par monter et dans 15 par descendre ; il y eut 5 cas douteux. Il n'y a donc aucun enseignement à en tirer, relativement au sens initial du mouvement du fond de l'océan, comme cause des tsunamis du 9 mai 1877 (soulèvement ou affaissement), ainsi qu'on a tenté de le faire à plusieurs reprises, en admettant qu'une première vague montante correspond à un soulèvement et une première vague descendante à un affaissement. On pourrait tout aussi bien supposer que ces deux mêmes effets résultent respectivement d'un affaissement et d'un soulèvement de la terre ferme.

Dans la plupart des cas, les tsunamis suivent de plus ou moins près, suivant les circonstances, des séismes sous-marins ressentis aussi

à terre ; quelques-uns, mais rarement, correspondent à des éruptions volcaniques, comme celle du Krakatoa, le 26 août 1883. En réalité, ces derniers phénomènes ne leur donnent presque jamais naissance, c'est ce qu'il est facile de constater pour un très grand nombre d'éruptions de volcans sous-marins ou situés dans des îles de surface restreinte. Ainsi l'île Julia, ou Ferdinandea, si connue par sa brusque apparition au sud de la Sicile en juillet 1831, les nombreuses éruptions sous-marines des parages des Açores, celles du Pacifique central, etc. La fameuse catastrophe de Saint-Pierre de la Martinique, du 8 mai 1902, fut accompagnée d'un insignifiant tsunami de 4 mètres de haut tout au plus, et il en fut de même de ses autres paroxysmes subséquents, tandis qu'à la même époque le volcan de Saint-Vincent n'en déchaînait aucun. Un des plus fameux de ces redoutables phénomènes est celui du tremblement de terre du 23 décembre 1854 à Simoda [1], qui se manifesta, ainsi qu'on l'a dit plus haut, sur les marégrammes de Californie ; le 25, de nouvelles perturbations ne correspondent, au contraire, à aucun phénomène séismique ou volcanique connu. Il est probable qu'une revision minutieuse des marégrammes de tous les ports du monde entier ferait ressortir de nombreuses corrélations entre des vagues anormales et des séismes, et c'est dans cet ordre d'idées qu'on a voulu établir un lien, d'ailleurs plausible, entre les raz de marée des côtes belges et hollandaises et le centre séismique anglais du Sud de la mer du Nord [2].

Il n'y a pas de rapport forcé entre l'intensité apparente d'un tremblement de terre et la grandeur des vagues séismiques correspondantes, quoique généralement la violence de l'un entraîne celle de l'autre. Ainsi, sur une même côte, celle de l'Est du Nippon, le formidable tsunami du 15 juin 1896 suivait un séisme relativement faible, tandis que le tremblement de terre beaucoup plus violent du 5 août de la même année n'eut pas de répercussion sur les eaux de la mer. Cependant l'un et l'autre séisme émanait des bords de la profonde fosse du Tuscarora [3].

Il s'agit, dans tous les événements signalés jusqu'à présent, de tremblements sous-marins. Mais ceux dont l'origine est en terre ferme ne sont pas incapables de provoquer des vagues séismiques,

[1] Gumprecht. Das letzte grosse Erdbeben in Japan (*Zeitschr. f. allgem. Erdkunde.*, 1855, p. 311).

[2] *Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.* (1906, XX, Procès-verb., p. 105).

[3] Milne. Third report of the Committee on seismological investigation (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Bristol meeting, 1898).

tel celui des Calabres des 17-20 février 1783 et le plus récent du 8 septembre 1905 [1]. Il serait facile de citer d'autres exemples, à l'encontre de l'opinion de Sonklar von Innstaedten [2], qui en a nié la possibilité. Cette opinion négative résulte manifestement de l'ancienne opinion erronée que l'on se faisait de l'épicentre. Condamnée par l'observation, elle doit être rejetée, et d'ailleurs, maintenant que l'on sait bien que le mouvement séismique résulte du déplacement d'un compartiment tout entier de la marqueterie terrestre, il serait étonnant que ces compartiments fussent toujours complètement émergés, et il faudrait qu'il en soit ainsi s'ils ne mettaient jamais en mouvement les eaux de la mer.

En résumé, les tsunamis sont presque toujours la conséquence de tremblements sous-marins ou non, mais n'accompagnent que rarement les éruptions volcaniques. Tel est le résultat brut de l'observation, et il est directement contraire à ce qu'a cru pouvoir énoncer Rudolph, à savoir que :

Les vagues, dites de tremblement de terre (Erdbebenfluthwellen) *proviennent d'éruptions volcaniques sous-marines.*

L'opinion du savant allemand n'a pas été acceptée unanimement par les auteurs des plus récents traités de séismologie ; Milne [3] et Dutton [4] ne l'ont pas suivi dans cette voie, et Sieberg [5] est jusqu'à présent seul à nier avec lui l'origine séismique des tsunamis. Les travaux de Rudolph sur les tremblements sous-marins sont trop importants pour que, se contentant des faits d'observation relatés précédemment, on n'examine pas avec lui les théories énoncées sur ces phénomènes et dont la réfutation l'a conduit à leur attribuer une origine à peu près exclusivement volcanique — il faut dire à peu près, parce qu'il a corrigé ce que l'énoncé précédent avait de trop absolu en y ajoutant que :

Les éruptions sous-marines peuvent arriver en conséquence de tremblements sous-marins ; et : *Les explosions sous-marines donnent toujours naissance à un tremblement sous-marin.*

Il faut donc entrer dans les détails des théories auxquelles les tsunamis et les séismes sous-marins ont donné lieu.

L'hypothèse électro-magnétique de Kluge [6] ne mérite plus qu'une

[1] Alfani. Il terremoto calabrese (8-IX-1905) (*Riv. di fis. e sc. nat. di Pavia*, 1905, VI, p. 290).

[2] *Von den Ueberschwemmungen enthaltend die Ueberschwemmungen im Allgemeinen* (Wien, 1883).

[3] *Seismology* (London, 1898).

[4] *Earthquakes in the light of the new seismology* (New York, 1904).

[5] *Handbuch der Erdbebenkunde* (Braunschweig, 1904).

[6] Ueber Bewegungen in Gewässern bei Erdbeben und eine mögliche Ursache gewisser Erderschütterungen (*Neues Jahrb. f. Min.*, 1861, p. 777).

mention historique. Plus tard, Mohr [1] a étendu aux tremblements sous-marins et à leurs vagues subséquentes la théorie des séismes d'effondrement ou d'éboulement (*Einsturzbeben*), si en vogue de son temps, et attribué à la dissolution des couches terrestres par les eaux souterraines un rôle séismogénique de premier ordre. Mais la *Géographie séismologique* a montré que cette théorie est tout au plus applicable à un très petit nombre de secousses faibles et locales. Il n'y a donc pas à songer à des effets de ce genre d'une ampleur suffisante sous le fond des mers et des océans.

Rachel [2], d'une manière très exclusive, a recours à des affaissements (tectoniques ?) du fond de la mer. Il paraît avoir été très influencé par la croyance au recul de la mer comme début normal des vagues séismiques, assertion dont la fausseté a été démontrée plus haut par le simple examen des faits. Mais, qu'il s'agisse d'un affaissement ou d'un soulèvement de la région épicentrale sous-marine, de toute façon il se formera au-dessus d'elle une série de vagues soit par afflux, soit par reflux des eaux environnantes. Or, en se basant sur les récits des observateurs, et en particulier sur ceux des navigateurs qui se trouvaient dans le détroit de la Sonde au moment de l'explosion du Krakatoa (26 août 1883), Rudolph constate que les vagues séismiques ne sont, pour ainsi dire, jamais décrites comme émanant d'un centre : c'est ce qui lui fait nier leur origine séismique et du même coup il renverse les théories que Hochstetter, Geinitz et Sonklar von Innstaedten ont établies pour expliquer le mécanisme de leur production. Mais cette objection ne paraît rien moins que convaincante, implicitement basée qu'elle est sur la notion surannée d'épicentre. Si, au contraire, on considère un tremblement de terre comme le résultat du mouvement d'ensemble d'un compartiment terrestre plus ou moins étendu — et toutes les observations les plus récentes convergent vers le bien fondé de cette manière de voir, cela précisément lorsque le séisme atteint l'intensité nécessaire à la production des tsunamis, il est alors bien évident que ces vagues prenant simultanément naissance sur une grande surface ne pourront sembler émaner d'un point. Ainsi se comprennent les relations qui les font venir de tous les points de l'horizon à la fois. Comment, en effet, supposer que s'ils s'étaient produits non plus à terre, mais sous les océans, les grands séismes, capables d'élever l'Allah Bund, ou digue de Dieu, en travers du delta de l'Indus (16 juin 1819), ou de

[1] *Geschichte der Erde* (Zweite Auflage, Bonn, 1875, p. 215).

[2] Nochmals die Fluthwellen und das Zurückweichen des Meeres bei Erdbeb n (*Gäa*, XVII, p. 361).

fracturer et failler le sol de la vallée de Néo sur 160 kilomètres de long en le dénivelant de 20 à 25 mètres (28 octobre 1891), n'auraient pas en même temps soulevé des vagues gigantesques ? Et en quoi la présence de l'élément liquide serait-elle un empêchement à ce que de semblables actions tectoniques pussent agir sur le fond des mers, là où justement le trajet des géosynclinaux amène le concours des actions géologiques nécessaires à la production de ces déplacements des compartiments terrestres, comme au pied des Andes et le long du Japon oriental ? Poser la question, c'est la résoudre, et des raisonnements sur le détail mécanique de la transmission des mouvements de l'écorce à l'eau des océans deviennent bien secondaires devant l'évidence des faits, soit que l'on admette ou qu'avec Rudolph l'on rejette les théories antérieurement émises au sujet de cette transmission. Aussi jugera-t-on superflu d'entrer dans le détail de cette discussion.

A cela ne se bornent pas les contradictions entre les faits et l'hypothèse de l'origine volcanique des tsunamis ; la répartition des côtes où ils sévissent comparée à celle des volcans sous-marins ou insulaires, telle même que l'a donnée Rudolph, constitue la plus convaincante des preuves contre ses propres conclusions, et rien n'est plus facile à démontrer que leur antinomie avec la simple observation.

La région à la fois séismique et volcanique dite de Daussy, dans l'Atlantique équatorial, est comprise entre les côtes de l'Amérique méridionale et de l'Afrique que, sur tout leur immense développement le long de l'Atlantique, les tsunamis ne visitent jamais. Il en est de même des côtes orientales de l'Australie, par rapport aux nombreux volcans insulaires ou sous-marins du Pacifique, et lorsqu'elles ont été frappées par des tsunamis, c'était à la suite de séismes nés au voisinage du littoral américain. Si l'on objecte ici un manque d'intensité des éruptions volcaniques, que dira-t-on de la Sicile ? Ses côtes septentrionales sont seules sujettes aux tsunamis, c'est-à-dire du côté de la mer Tyrrhénienne et des évents volcaniques des îles Lipari, tandis qu'il semblerait que le long de ses côtes méridionales et de celles de la Tunisie, les éruptions de l'île Julia et d'autres points du banc de l'Adventure auraient dû produire aussi des vagues anormales dans l'hypothèse de Rudolph. L'Islande les ignore aussi, en dépit d'éruptions sous-marines répétées aux îles Westmanna et au voisinage. Des phénomènes volcaniques ont été plusieurs fois signalés entre Formose et Luçon ; cependant ce sont les côtes opposées de ces deux îles, et non celles du détroit interposé entre elles, qui sont sujettes aux tsunamis. Par contre, quelles érup-

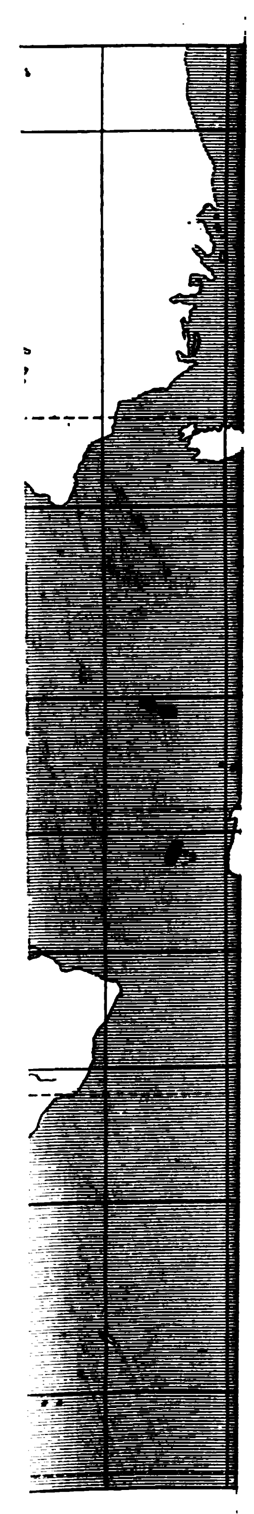
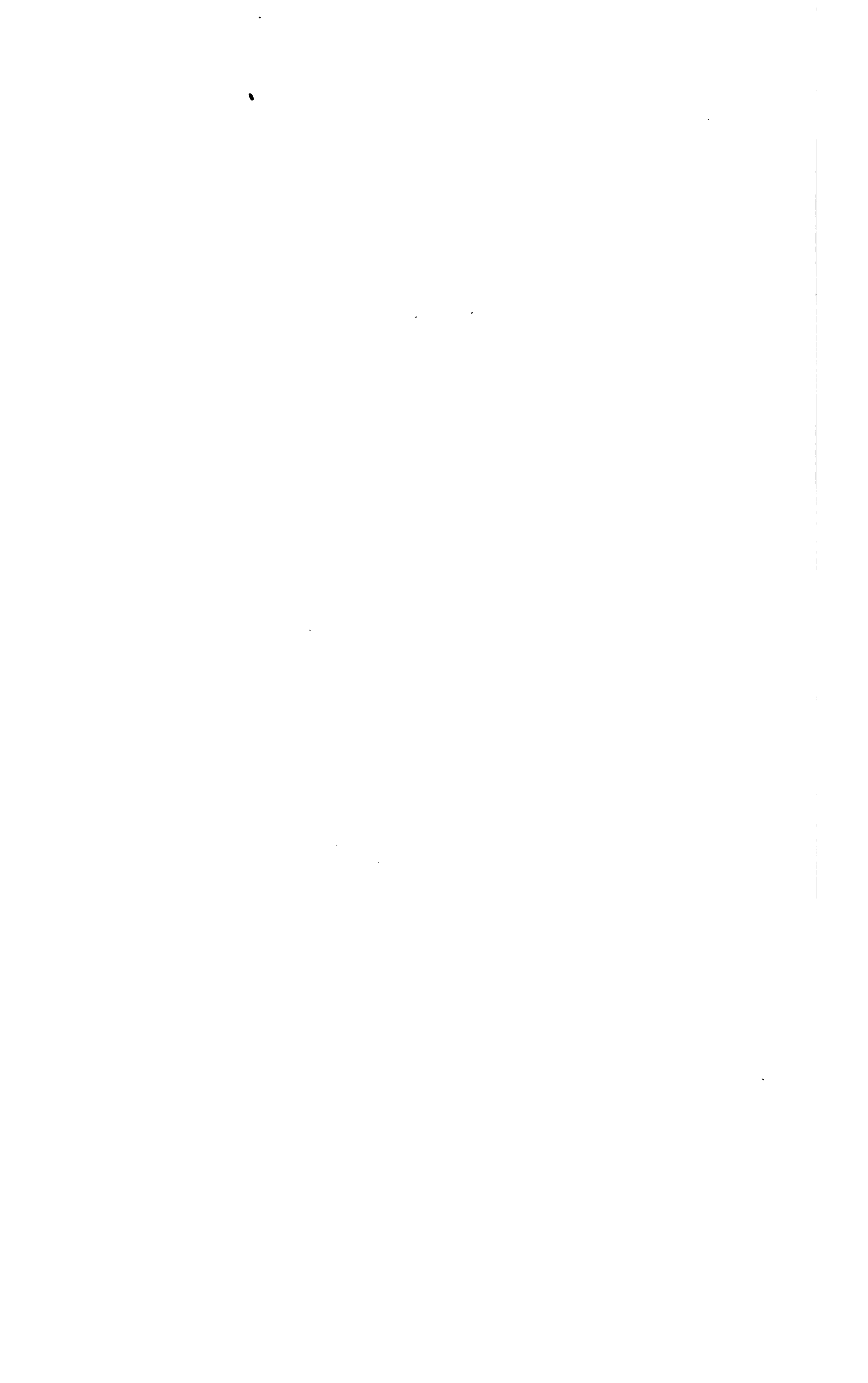


Fig. 66. — Côt



tions sous-marines ont donc jamais été relatées dans le bassin occidental de la Méditerranée, où les côtes septentrionales de l'Algérie et méridionales de l'Espagne sont exposées à des vagues anormales en conséquence de violents tremblements de terre ? On pourrait multi-

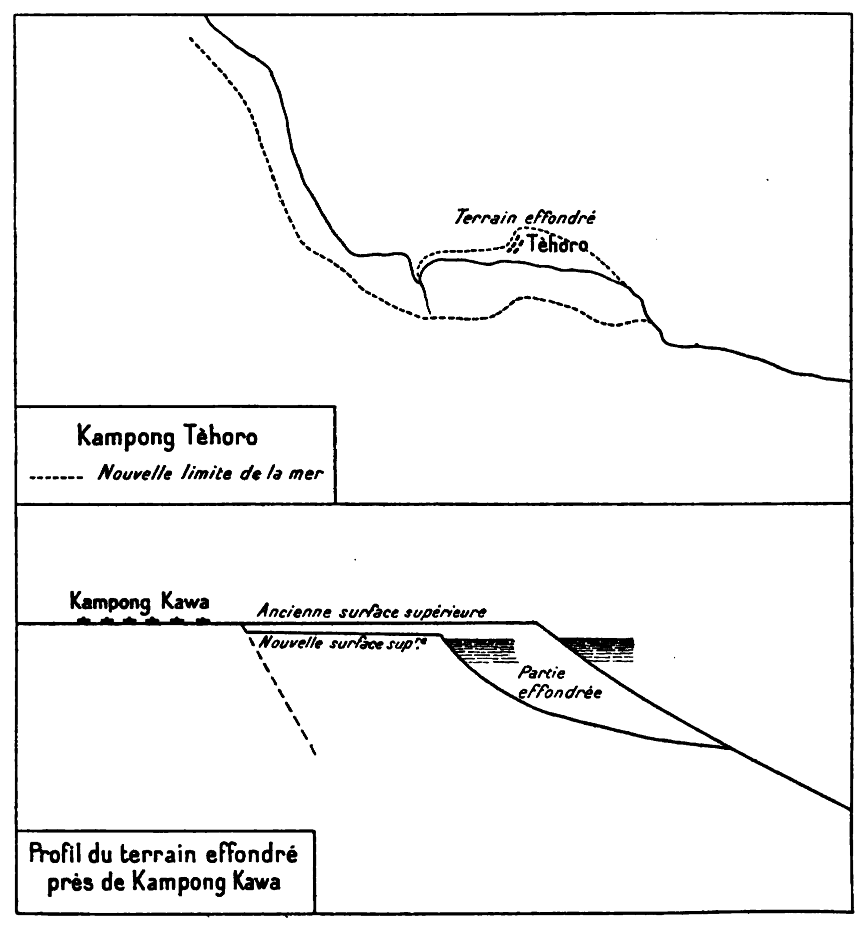


Fig. 67. — Eboulements de terrain le long de la côte sud de Céram lors du tremblement de terre du 30 septembre 1899 (d'après Verbeek).

plier beaucoup ces exemples, absolument inconciliables avec l'origine volcanique des tsunamis, et ainsi apparaît en pleine lumière l'indépendance des phénomènes séismiques et volcaniques sous-marins que Rudolph avait reconnue dans son premier mémoire de 1887, mais qu'il n'a pas su voir, contre toute évidence, en 1895, en ce qui concerne les vagues séismiques.

Ainsi les propositions de Rudolph doivent être renversées, et les

grands tremblements de terre sont la cause la plus ordinaire des tsunamis, que les éruptions volcaniques ne provoquent que bien plus rarement. Son opinion si exclusive n'a pas été acceptée par tout le monde, et parmi les savants qui ne s'y sont pas rendus, il faut citer Sapper. Ce géographe combat [1], en effet, l'idée si généralement répandue au Centre-Amérique, d'après laquelle la vague séismique du 2 février 1902, si destructive au Salvador depuis l'embouchure du Rio Paz jusqu'au port d'Acajutla, aurait été causée par une éruption sous-marine, qu'aucun autre phénomène n'a d'ailleurs mise en évidence.

Les tsunamis peuvent être occasionnés par des phénomènes indirectement séismiques seulement, les éboulements par exemple. Verbeek [2] attribue à ceux de la côte méridionale de Céram, les vagues qui l'ont inondée au Sud, en noyant un grand nombre d'habitants, à la suite du tremblement de terre du 30 septembre 1899, dont l'origine était incontestablement tectonique et terrestre, non sous-marine. Pour un fait reconnu de ce genre, combien a-t-il pu s'en passer d'analogues sur des côtes peu fréquentées ou sous les mers? Ces phénomènes d'éboulement ont pris dans tout l'Assam une ampleur considérable au tremblement de terre du 12 juin 1897, et il n'y a rien d'hypothétique à penser que s'il s'était produit en mer, il en serait résulté d'énormes vagues. Il y a donc là une cause non seulement possible, mais encore certaine, de la production des tsunamis. Milne [3] adopte complètement cette manière de voir pour les vagues séismiques produites par les tremblements de terre des talus de la fosse du Tuscarora, à l'Est du Japon. Il s'accorde ainsi avec W. G. Forster [4], qui assigne une origime séismique aux éboulements sous-marins auxquels on doit attribuer, pense-t-il, plusieurs ruptures de cables télégraphiques dans les mers grecques sans que l'on puisse leur découvrir d'autre cause définie. Pour vérifier cette manière de voir, Milne a mis en parallèle les ruptures constatées dans le monde entier, en 1898 et 1899, avec les séismes ressentis sur la terre ferme et les téléséismes de toutes les stations du monde et qui ne correspondent à aucun tremblement de terre connu. La relation suggérée ne ressort pas d'ailleurs de cette comparaison des deux phénomènes.

[1] *In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens* (Stuttgart, 1905, p. 83).

[2] Kort verslag over de aard-en zeebeving op Ceram, den 30sten September 1899 (*Natuurtidjschr. k. voor Ned. Indië*, 1900, XL, p. 218, Batavia).

[3] Third report of the Committee on seismological investigation (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Bristol meeting, 1898).

[4] Earthquake origin (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XV, p. 73).

La question n'a pas non plus été résolue clairement à l'époque des éruptions antilliennes de 1902, qu'ont accompagnées de légères vagues anormales et des ruptures de câbles, et les causes de celles-ci sont restées obscures [1]. Quant aux premières, on est certain que le choc direct des nuées ardentes descendant avec une grande vitesse de la Montagne Pelée en a produit, et d'autant plus facilement qu'elles étaient chargées d'une quantité plus considérable de matières solides. On a vu aussi la mer refoulée au large à l'embouchure de la Rivière Blanche et à Saint-Pierre, le 5 mai, sous le choc du torrent boueux.



Fig. 68. — Le raz de marée du 5 mai 1902 sur la place Bertin à Saint-Pierre. (d'après Lacroix, *La Montagne Pelée et ses éruptions*, Masson et Cie, éditeurs).

Il y a là une nouvelle cause, indirecte et volcanique, de la production de légers tsunamis, mais qui ne sont pas assez considérables pour se propager à d'aussi grandes distances que les vagues séismiques des grands tremblements de terre. C'est là un phénomène relativement très secondaire.

On a pensé pouvoir tirer de précieux enseignements sur la genèse des tremblements sous-marins et des vagues séismiques des nombreuses expériences que la plupart des nations militaires ont fait exécuter sur les explosions des torpilles et des mines sous-marines, flottantes ou de fond. Malheureusement, ces expé-

[1] Lacroix. *La Montagne Pelée et ses éruptions* (Paris, 1905). — Tempest Anderson and Flett. Report on the eruption of the Soufrière in Saint-Vincent 1902, and on a visit to Montagne Pelée in Martinique (*Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London*, Part I, Series A. CC, p. 353, 1903).

riences sont jalousement tenues secrètes, et Rudolph, qui a étudié soigneusement cet aspect de la question dans son troisième mémoire, n'a guère pu utiliser que celles de la marine italienne à La Spezzia en 1889, auxquelles a assisté le séismologue Bertelli[1], et celles d'Abbott[2] aux États-Unis de 1870 à 1880. Les résultats qu'en a tirés le savant séismologue allemand visent bien plutôt ces phénomènes particuliers d'explosions que ceux qui accompagnent les séismes sous-marins et leur sont difficilement applicables. Il suffira donc d'indiquer brièvement le petit nombre de ceux qui, par analogie, peuvent apporter quelque lumière sur la séismologie sous-marine.

Bertelli a observé qu'à certaines des explosions de mines auxquelles il a assisté par mer calme et unie, les vagues consécutives ne se manifestaient que sur le rivage, et non au-dessus ni au voisinage immédiat du point d'explosion. Malgré une différence considérable entre les proportions de ces vagues et les tsunamis d'origine séismique, il y a là une très remarquable analogie avec ce qui se passe parfois pour ces derniers, que les navires n'observent point en mer près de la région épicentrale (Japon, 15 juin 1896). Bertelli a vu aussi se former des boursouflements de la mer, tout à fait semblables à celui qui a été relaté plus haut près de Cuba. Cela tendrait à faire assigner hypothétiquement une origine volcanique à ce dernier fait, car les phénomènes éruptifs se rapprochent bien plus des explosions, au moins dans certains cas, que les ébranlements séismiques.

Les expériences d'Abbott apportent de grandes clartés sur la formation des colonnes d'eau à la surface de la mer à la suite des explosions, mais les intéressantes conclusions qui s'en dégagent, relativement à la dynamique moléculaire du phénomène, ne sont malheureusement guère de nature à renseigner exactement sur ce qui se passe pour les tremblements sous-marins et les vagues séismiques ; les deux phénomènes sont trop différents l'un de l'autre, de sorte que ces études sont à peu près complètement inapplicables à la séismologie.

Quant à la propagation du mouvement explosif au sein de la masse liquide ou des couches terrestres sous-jacentes, comme on ne savait pas alors séparer les diverses phases au moyen des séismo-

[1] Delle vibrazioni sismiche e microsismiche e delle indicazioni strumentali delle medesime (*Boll. soc. meteorol. ital.*, Serie II-IX, N°° III-VI. Torino, 1889).

[2] Report upon experiments and investigation to develop a system of submarine mines foy defending the harbors of the United States (*Profess. papers of the corps of Engineers of the U. S. Army*, N° 23, Washington, 1881).

grammes, les résultats des expériences anciennes sont désormais sans valeur et, à ce point de vue, n'ont plus qu'un intérêt historique.

Du peu que l'on sait des expériences de la marine française [1], on retiendra que la pression développée au sein de l'eau suit une loi compliquée de relation avec la distance au point d'explosion, et qu'il ne s'agit plus ici d'une transmission élastique simple suivant des sphères concentriques, hypothèse toujours implicitement admise dans les théories séismologiques. Le maximum n'est point placé au-dessus du point d'explosion, et il se produit des séries de maximums et de minimums. Se passe-t-il quelque chose d'analogue avec les tremblements sous-marins et leurs vagues consécutives et avec les explosions volcaniques au sein de la mer, ou même avec les séismes terrestres au sein des couches solides? Il est bien difficile de répondre actuellement à cette question, les phénomènes explosifs et séismiques étant vraiment par trop dissemblables; mais il est bien permis de penser aussi qu'on a peut-être par trop simplifié le problème de la propagation et de la nature du mouvement séismique, de sorte que les contradictions constatées à cet égard entre la théorie et l'observation pourraient dépendre de quelque complication plus ou moins analogue à celle qu'ont décelée les expériences d'Audic et qu'il était difficile de soupçonner *a priori*.



Fig. 69. — Pression développée par une explosion de mine au sein de l'eau de la mer (d'après Audic).

Les vagues séismiques présentent un grand intérêt au point de vue historique, surtout depuis que Suess [2] a voulu en tirer une explication rationaliste du Déluge biblique, en les mettant en jeu en même temps qu'un gigantesque cyclone, théorie bien séduisante et

[1] Audic. Etudes sur les effets des explosions sous-marines (*Revue maritime et coloniale*, 1877, III, p. 744. Paris).

[2] *La Face de la Terre* (Trad. Emm. de Margerie, Paris, 1897. T. I, Ch. I).

qui n'a guère contre elle que le silence de l'historien sacré relativement à des tremblements de terre [1]. Les anciens connaissaient bien les vagues séismiques, et c'est le seul phénomène qui puisse rendre compte du récit du siège de Potidée par les Perses, si toutefois l'événement que raconte Hérodote [2] répond à une réalité :

« Il y avait déjà trois mois qu'Artabaze assiégeait Potidée, lorsqu'il arriva un « reflux considérable, et qui dura fort longtemps. Les barbares voyant que le « lieu occupé auparavant par la mer n'était plus qu'une lagune, se mirent en « route pour entrer dans la Pallène. Ils avaient déjà fait les deux cinquièmes du « chemin, et, il leur en restait encore trois, lorsqu'il survint un flux si considé- « rable qu'au rapport des habitants, on n'en a jamais vu de pareil dans ce pays, « quoiqu'ils y soient fréquents. Ceux qui ne savaient pas nager furent massacrés « par les Potidéates, qui les poursuivirent dans des bateaux. »

Le récit d'Hérodote n'est point à rejeter *a priori*, mais il faudrait, pour se former une opinion définitive, connaître l'emplacement exact où s'est déroulé l'événement, à supposer qu'il n'ait point changé depuis le v[e] siècle av. J.-C. En effet, les vagues séismiques du tremblement de terre d'Arica du 13 août 1868 étaient séparées à Lyttelton (Nouvelle-Zélande) par des intervalles de temps variant entre 1 h.30 et 2 h. 45'. Ces durées pourraient être suffisantes pour entreprendre une action militaire, si toutefois le rivage était assez plat pour découvrir à grande distance, sous l'effet d'une dénivellation verticale notable. Mais une objection plus sérieuse résulte de ce que la Chalcidique, du moins à notre connaissance, n'a pas éprouvé de tsunamis depuis cette époque, c'est-à-dire depuis 24 siècles, alors qu'au contraire ils y étaient fréquents, d'après le texte d'Hérodote. Or, on connaît la pérennité des phénomènes séismiques en tous lieux, loi générale que la *Géographie séismologique* a pleinement confirmée pour les périodes de temps qu'embrasse l'observation humaine. Peut-être pourrait-on songer timidement, et avec réserve, aux dislocations relativement récentes de l'Egéide, dont l'homme a été vraisemblablement le témoin, à la fin du démembrement pléistocène de cette terre, maintenant en partie immergée. Le phénomène de Potidée serait alors la conséquence du dernier contre-coup de cet événement géologique si remarquable.

Il est impossible, par contre, de suivre Sandfest[3] dans son explication rationaliste du passage de la Mer Rouge par les Hébreux; même

[1] F. De Montessus de Ballore. *Géographie séismologique* (Paris, 1905, p. 122).

[2] Histoire. VIII. CXXIX.

[3] Wie sind die Israeliten durch's Rothe Meer gekommen und die Ægypter darin verunlückt *Milth. d. naturwiss. Vereins f. Steiermark*, Jahrg. 1890, p. 267. Graz, 1891).

en localisant l'événement dans la partie la plus étroite de l'un des deux golfes septentrionaux, il aurait fallu, pour permettre le passage de tout un peuple, admettre une durée d'assèchement par vague séismique beaucoup plus considérable que celle observée à Lyttelton. C'est donc imprudemment que Hœrnes [1] a cru pouvoir accepter cette hypothèse.

[1] *Die Erdbebenkunde* (Leipzig, 1893.)

CHAPITRE VIII

RELATIONS AVEC D'AUTRES PHÉNOMÈNES

SOMMAIRE : Non-exactitude de la plupart des lois de relation énoncées entre les macroséismes et les phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre. — Abus de la méthode de confrontation entre les tables ou les graphiques de deux ordres de faits. — Périodicité séculaire prétendue des tremblements de terre. — Répartition saisonnière. — Influence de la latitude sur la répartition mensuelle. — Influence de la pression barométrique et du niveau de la mer. — Autres relations météorologiques. — Répartition horaire diurne-nocturne des séismes. — Marées supposées du noyau interne. — Influence de la révolution synodique de la lune. — Dépendance entre la fréquence des mégaséismes et les perturbations périodiques de l'axe des pôles terrestres. — Relations avec les phénomènes magnétiques et électriques. — Séismes et grisou.

Il n'est pas de sujet qui ait suscité autant de travaux, en séismologie, que la recherche des relations que l'on suppose devoir exister entre les tremblements de terre et d'autres phénomènes naturels, météorologiques ou astronomiques, ni qui ait donné lieu à autant de mécomptes et d'insuccès. Cette activité trouve sa raison dans l'espérance d'arriver par cette voie détournée à la découverte de leurs causes, et même à la possibilité de les prévoir ; et, en effet, une fois bien établi le parallélisme entre les séismes et un autre phénomène de la géophysique, la communauté d'origine s'imposerait, ce qui suffirait à jeter une vive lumière sur la genèse des séismes, problème dont l'intérêt se mesure à la grandeur des désastres qu'ils infligent à l'humanité; sa solution a fait l'objet des efforts d'un nombre incalculable de penseurs, depuis que l'homme s'attache à la poursuite des causes des manifestations extérieures des forces naturelles, qu'elles lui soient nuisibles ou bienfaisantes; mais, comme on le verra, il était impossible de l'attendre de cette vaine méthode.

La plupart de ces efforts ont été si bien dépensés en pure perte, et les contradictions entre les diverses statistiques tellement difficiles à concilier, que la négation de toute dépendance entre les tremblements de terre et des phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre va finir par prévaloir, en prenant la place d'une crédulité sans bornes à

l'égard des innombrables lois de relation auxquelles on les a supposés soumis. Au reste, comme ces phénomènes soi-disant concomitants se produisent le plus souvent sur toute la surface terrestre, tandis qu'au contraire, ainsi que le démontre amplement la géographie séismologique, les tremblements de terre ont leurs régions d'élection parfaitement limitées et bien définies, il n'est pas étonnant que l'ensemble de ces relations mal étayées s'écroule par l'effet d'un examen approfondi et doive désormais être relégué à l'historique de la séismologie. C'est ce qu'a fait Dutton[1], qui, le premier, a supprimé sans hésitation et sans même en développer les raisons, tant elles lui ont sans doute paru péremptoires, toute mention relative à ces lois de dépendance des séismes avec d'autres phénomènes. A l'exemple de l'éminent géologue américain, nous aurions pu nous dispenser de cette étude; cependant, nous avons cru devoir la conserver, parce que journellement encore, pour ainsi dire, de telles recherches voient le jour et que, devant une préoccupation trop généralement répandue, il vaut mieux chercher à imposer une conviction négative, non par un raisonnement basé sur la nature essentiellement géologique du processus séismique, mais par l'examen et la discussion des principales lois énoncées, dont le peu de réalité peut se démontrer directement au moyen des faits mêmes tirés de l'observation.

Au contraire, comme on le verra plus loin, les microséismes semblent obéir à des lois de dépendance relativement à des phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre, ce qui non seulement les différencie nettement des vrais tremblements de terre, mais suffirait, comme le voulait Hœrnes[2], à les faire exclure du domaine de la séismologie. Cela revient à dire que la plupart des microséismes ont une origine extratellurique, tandis que les macroséismes, d'origine purement géologique, ne reconnaissent aucun lien de ce genre. Il va sans dire que nous entendons seulement ici parler des microséismes qui ne sont pas des tremblements de terre trop faibles pour être perçus par l'homme, ou que leur trop grande distance du foyer d'où ils émanent ne permet d'observer qu'au moyen des appareils séismographiques.

La plupart des relations, dont il s'agit de montrer le peu de bien fondé, ont été établies par la comparaison entre les graphiques ou les tableaux des deux phénomènes à mettre en parallèle, avec ou sans idée préconçue. On se contente souvent de catalogues restreints, et, quant à la coïncidence, on l'admet avec trop de facilité complai-

[1] *Earthquakes in the light of the new Seismology* (New York, 1904).
[2] *Die Erdbebenkunde* (Leipzig, 1893).

sante. Cette méthode est, depuis les progrès modernes des sciences d'observation, d'un emploi constant, on peut même dire qu'elle est extrêmement féconde; mais il semble qu'en séismologie, tout au moins, on ait souvent dépassé les limites que lui assignait l'illustre astronome Faye[1], lorsqu'il disait à propos de la relation entre le magnétisme terrestre et la marche périodique des taches solaires : « Au fond, c'est un procédé fort simple; seulement il faut être bien « inspiré pour n'en pas faire abus. » On en a souvent fait abus dans cette science, aussi les résultats obtenus sont-ils contradictoires, partant peu dignes de foi, vraisemblablement faute, pour ceux qui les énonçaient, d'avoir été bien inspirés!

Savoir si l'intensité séismique obéit à quelque loi de variation séculaire est une question de la plus haute importance. Combien ne serait-il pas intéressant, en effet, de constater que dans un pays elle tend à décroître, ou à augmenter, depuis qu'on en récole les secousses? Cela équivaudrait à reconnaître si les processus géologiques, auxquels les tremblements de terre doivent naissance, s'affaiblissent ou s'accentuent graduellement. Et quel argument puissant les partisans du noyau terrestre incandescent et visqueux tireraient d'une diminution de l'activité séismique pour étayer leur hypothèse, s'ils pouvaient montrer qu'elle s'éteint progressivement au fur et à mesure du refroidissement séculaire de la planète, qui lui ferait gagner en épaisseur, en solidité, et en stabilité séismique. Une lente variation de ce genre est donc la première question à examiner ici, à propos des tremblements de terre.

Passant sur ce que les périodes de temps dont on dispose sont véritablement négligeables devant le phénomène supposé, il ne semble pas que nulle part il tremble plus ou moins maintenant qu'autrefois. En d'autres termes, les régions séismiques et aséismiques actuelles n'ont subi aucun changement appréciable depuis les temps historiques; et si on a pu croire le contraire pour la Chine, par exemple, les conditions spéciales dans lesquelles se présentent les documents relatifs à ce pays suffisent à expliquer la stabilisation apparente qu'il aurait acquise depuis quelques siècles; on l'a montré dans la *Géographie séismologique*. Il est inutile d'y revenir.

Mallet[2] a représenté graphiquement les variations de l'intensité séismique générale au moyen de son vaste catalogue, débutant aux temps les plus reculés, et, de la discussion à laquelle il s'est livré

[1] Sur la constitution physique du soleil (*Ann. du bureau des longitudes*, 1874, p. 464).

[2] On seismic energy in relation to time (*Brit. Ass. for the adv. of sc. Fourth report on the facts and theory of earthquake phenomena*, p. 47. London, 1858).

à ce sujet, il a conclu à la plus parfaite constance, l'augmentation apparente de la fréquence à partir du deuxième tiers du XIX[e] siècle provenant uniquement de l'essor des observations, et, par suite, de l'augmentation du nombre des documents relatant des tremblements de terre.

Il existe, dès maintenant, un certain nombre de pays pour lesquels les annales séismiques embrassent un grand nombre d'années, un demi-siècle et plus, en entendant par là des observations systématiques, Italie, Zante, Philippines, Indes Néerlandaises, Nouvelle-Zélande. Pour l'Italie seule, ce laps de temps atteint un siècle et, dans ce cas, Oddone[1] est arrivé à cette conclusion qu'on ne peut ni affirmer, ni nier, une relation périodique pour les tremblements de terre au XIX[e] siècle. En tout cas, une période de cent années

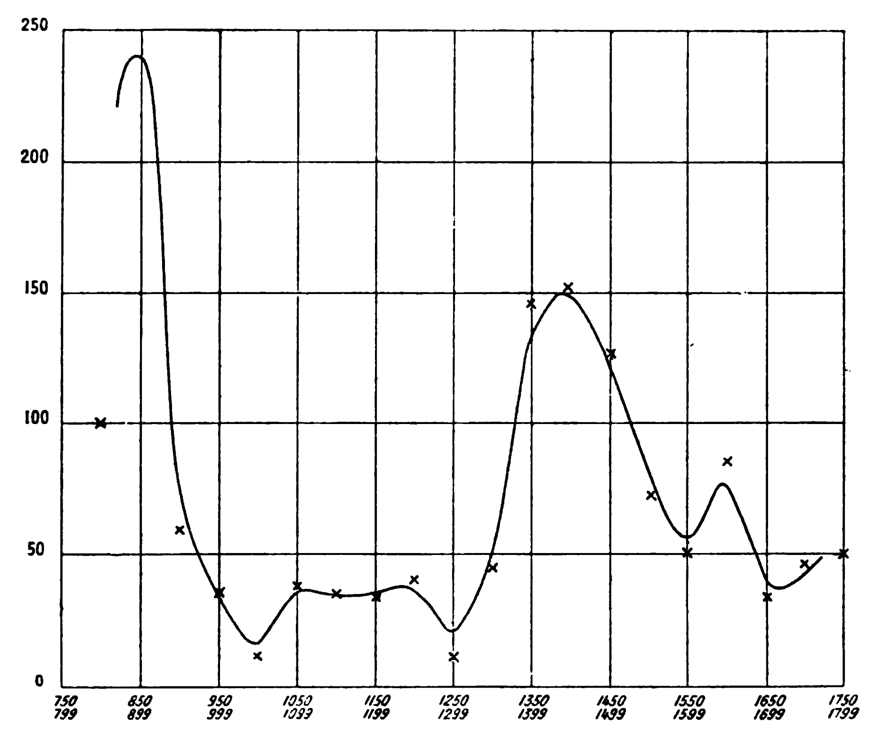


Fig. 70. — Marche de la fréquence séismique à Kyôtô depuis le VIII[e] jusqu'au XVIII[e] siècle (d'après Omôri.)

[1] Esiste una periodicità nei fenomeni sismici? (*Boll. soc. sism. ital.*, 1902, VIII, p. 196).

serait insuffisante pour déceler une loi périodique, ou bien une variation progressive de l'intensité et de la fréquence séismique.

Milne[1] croit, au contraire, qu'à Kyôtô, l'antique capitale du Japon pendant de longs siècles, les annales séismiques de ce centre intellectuel et politique sont assez complètes en ce qui concerne les tremblements forts de l'échelle japonaise, c'est-à-dire capables de crevasser au moins les murs, pour qu'on puisse conclure de leur nombre depuis le IXe siècle que l'intensité séismique, sauf un maximum peu marqué au XVe, y présente une marche constamment décroissante. De 1 318 séismes relatés depuis l'an 797, dont 34 désastreux et 194 forts, Omôri[2] a déduit par périodes de 50 années la marche du nombre total des tremblements de terre et de ces 228 séismes forts ou destructeurs. Dans les deux cas, le XVe siècle se distingue par un maximum, qui est plus marqué pour la fréquence totale. Omôri fait très justement observer que le IXe siècle, pendant lequel se manifeste un premier maximum, encore plus marqué que celui du XVe pour la fréquence totale, s'est distingué par un état particulièrement florissant de la littérature et des arts, de sorte que ce premier maximum est probablement dû à cette seule circonstance ; de ce graphique, on ne peut conclure à une décroissance graduelle de l'instabilité à Kyôtô depuis cette époque reculée. Mais, à notre avis et dans le sens même de cette judicieuse observation, on ne peut, avec le savant séismologue japonais, admettre les grandes fluctuations périodiques indiquées par ces courbes, non plus qu'une tendance actuelle à remonter vers un troisième maximum plus ou moins lointain, car ce n'est pas estimer à sa juste valeur l'influence des circonstances politiques sur le zèle des annalistes à relater les tremblements de terre. C'est ainsi que les chroniques chinoises ne les mentionnent guère que pour le pays où se trouvait la capitale de l'empire, à plusieurs reprises changée, ce qui fausse complètement le résultat, suivant que la cour se transportait dans une ville stable ou instable. Une influence de ce genre n'a pu manquer non plus de s'exercer au Japon, comme d'ailleurs en beaucoup d'autres pays. Bref, le graphique ci-dessus ne mesure que l'intérêt que les chroniqueurs attachaient aux tremblements de terre à Kyôtô, et c'est leur accorder trop de confiance que de vouloir tirer des conclusions de l'ensemble de leurs annales séismiques.

[1] Notes on the great earthquakes in Japan (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1885, III, p. 65).

[2] Notes on the earthquake investigation Committee catalogue of japanese earthquakes (*Journal Coll. Sc. imp. Univ.*, 1899, XI, Pt 4, p. 389).

De 1876 à 1903, 2 657 secousses ont été senties à Tokyo et tout porte à croire qu'aucun macroséisme n'a échappé à l'observation instrumentale. Il en est résulté pour la fréquence annuelle une courbe avec de nombreux maximums, dont l'allure générale correspond à un unique maximum absolu en 1896. Il serait fort imprudent de conclure à une double périodicité, l'une courte, l'autre longue, et cette courbe montre seulement que dans un intervalle de 28 années,

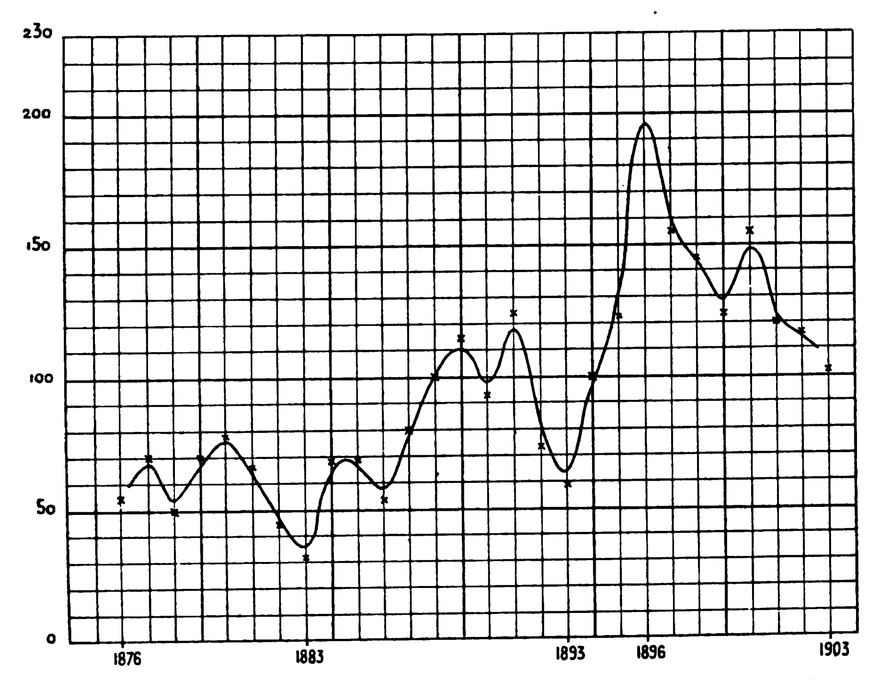


Fig. 71. — Fréquence séismique annuelle à Tokyo de 1876 à 1903 (d'après Omôri.)

l'activité séismique est soumise à de grandes variations complexes et sans loi aucune. C'est pour cela qu'il faut un nombre d'années beaucoup plus considérable, 50 au moins et même davantage, pour être fixé sur la fréquence normale des tremblements de terre dans une localité déterminée.

Pour la côte des Marches adriatiques en Italie, Cancani[1] a cru pouvoir énoncer que depuis 268 av. J.-C., c'est-à-dire depuis plus de 22 siècles, les tremblements de terre destructeurs s'y répètent à

[1] Il terremoto adriatico-marchigiano del 22 settembre 1897 (*Boll. soc. sism. ital.*, 1898, IV. p. 202). — Sulla periodicitá dei grandi terremoti che colpiscono la costa delle Marche e delle Romagne (*Id.*, 1902, VII, p. 205).

des intervalles réguliers d'un siècle plus ou moins 14 ans, et que d'autres, en général un peu plus faibles, les suivent à des intervalles de 23 plus ou moins 10 années. Or, en les mettant tous sur le pied d'égalité au point de vue de la violence, ce qui est bien permis étant donné le peu de précision des documents anciens, on déduit de la liste même de Cancani que les intervalles entre les grands tremblements de terre des Marches prennent des valeurs de 13, 33, 86, 99 et 114 années, dont les variations irrégulières excluent par elles-mêmes toute idée de périodicité, et l'on ne saurait y reconnaître une loi de retour de ces phénomènes.

Ainsi, en résumé, et conformément à l'opinion d'Oddone, il est actuellement impossible de conclure des observations à une loi séculaire de périodicité dont l'existence est *à priori* invraisemblable si les tremblements de terre sont un phénomène géologique, ce que tout tend à démontrer. Ce caractère est cependant compatible avec une lente croissance ou décroissance de l'activité séismique; mais les périodes des temps dont on dispose sont infiniment trop courtes pour résoudre la question : c'est tout ce qu'on en peut dire. Il est bien certain, en effet, que les régions séismiques, pénéséismiques et aséismiques n'ont pas toujours occupé les mêmes aires à la surface du globe et qu'elles se sont, dans les temps géologiques antérieurs, déplacées au gré des processus orogéniques. Par conséquent, la constance de la séismicité n'est guère admissible; seulement, selon toute apparence, ses variations sont d'une lenteur comparable à celle des transformations successives du relief terrestre, de sorte que pour se manifester elles nécessitent des périodes de temps considérables, en comparaison desquelles la durée de nos observations reste tout à fait négligeable.

La répartition saisonnière ou mensuelle des tremblements de terre ou, en définitive, leurs relations avec le mouvement de la Terre autour du Soleil, a donné lieu à un grand nombre de statistiques, sans que, pour cela, on ait voulu rattacher les ébranlements séismiques du sol à l'attraction de la matière par suite de la plus ou moins grande distance mutuelle des deux astres, mais bien plutôt parce qu'ils ont longtemps fait partie du domaine des météorologistes; ceux-ci ont donc été naturellement amenés à leur appliquer, par analogie, la périodicité annuelle des phénomènes atmosphériques, et ils étaient souvent, aussi bien que les populations des pays instables, fermement convaincus de la réalité d'une répartition mensuelle régulière des séismes. En continuant à dépenser en vue de cette recherche des efforts dont le succès ne récompense pas la gran-

deur, les séismologues actuels ne font guère que suivre ainsi un courant traditionnel, que la nature essentiellement géologique, maintenant bien reconnue, des tremblements de terre devrait les empêcher de suivre aveuglément. Ce n'est pas d'aujourd'hui que l'on croit à des *saisons à tremblements de terre*; l'antiquité n'a point échappé à cette opinion, et déjà Sénèque[1], parlant du désastre de la Campanie du 5 février 63, s'étonnait qu'il ait eu lieu en hiver : *Et quidem diebus hibernis, quos vacare a tali periculo majores nostri solebant promittere.* Il est piquant de voir que le soi-disant maximum estival des anciens ait fait place, ainsi qu'on va le voir, à un minimum pour les séismologues modernes du XIXe siècle.

Perrey a été pendant toute sa vie un des plus infatigables partisans d'une loi de répartition saisonnière des séismes, et, comme ses contemporains et beaucoup de ses continuateurs, il ne met pas en doute l'existence d'un maximum hivernal et d'un minimum estival. Nous avons cherché, il y a longtemps déjà[2], à résoudre la question au moyen d'une statistique étendue, roulant sur 38967 jours de tremblements de terre observés en 165 régions différentes. Sans revenir ici sur le détail de la réfutation de cette loi, qui est basée sur l'extrême diversité des résultats partiels, il faut cependant mentionner les arguments les plus probants. 85 séries seulement sur 165 ont un maximum hivernal et un minimum estival de fréquence séismique mensuelle, conformément à ce qu'on pourrait appeler la loi de Merian[3], qui paraît avoir été le premier à la baser sur des chiffres, depuis l'époque reculée où Pline[4], en désaccord avec Sénèque, croyait les tremblements de terre plus fréquents au printemps et à l'automne, ainsi que les orages. Ce résultat, que la moitié environ des séries est d'accord avec la loi en question, signifie qu'il y a autant de chances pour sa réalité que pour sa fausseté. Cela n'est pas très encourageant, alléguerait-on en faveur de la loi que certaines des séries sont trop limitées en nombre de tremblements de terre, ou que les irrégularités caractéristiques des processus séismiques ont suffi à la masquer dans les 80 autres cas. Mais, en outre, et cela est plus décisif, soient M et m les nombres de séismes correspondant au maximum hivernal et au minimum estival d'une série conforme à la loi, et T

[1] *Quæst. nat.* (VI. I.).

[2] Étude critique des lois de répartition saisonnière des séismes (*Arch. sc. ph. et nat. de Genève*, 15 mai 1891, p. 504).

[3] Ueber den Zusammenhang der Erdbeben mit atmospherischen Erscheinungen (*Bericht über d. Verhandl. d. Nat. Ges.*, 1838, III. Basel).

[4] *Hist. nat.*, II, LXXXIII.

leur nombre total dans la même série ; s'il y a bien une loi, les rapports $\frac{M}{m}$ et $\frac{M - m}{T}$ tendront respectivement vers des limites déterminées, qui en seront précisément l'expression numérique, si T est suffisamment grand, ou la période d'observation assez longue. Or si T augmente, ces deux rapports tendent respectivement vers 1 et 0, ce qui équivaut formellement à la négation de toute relation.

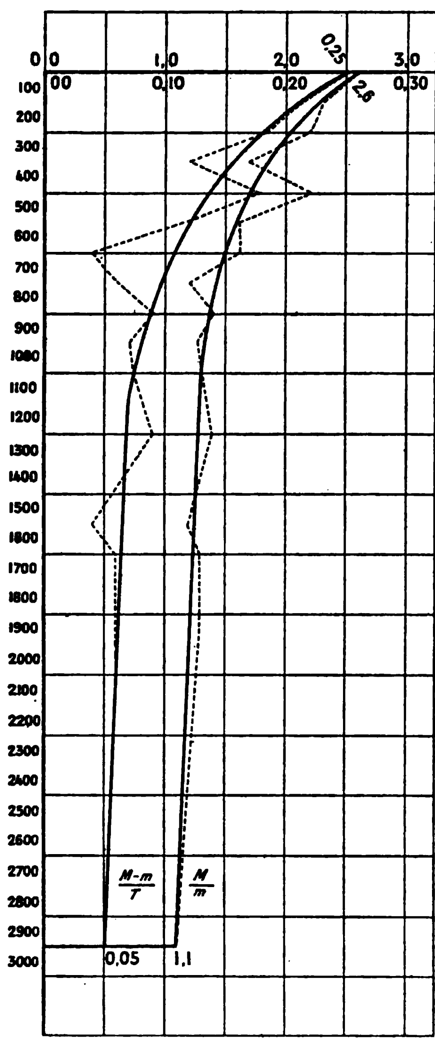


Fig. 72. — Asymptotisme vers 1 et 0 des rapports $\frac{M}{m}$ et $\frac{M-m}{T}$

Il serait donc inutile d'aller plus loin, s'il n'était nécessaire d'exposer, en raison de leur importance ou de la notoriété de leurs auteurs, les plus récentes recherches à ce sujet.

Dans une discussion de ce genre, les résultats négatifs acquièrent une haute signification, et telle est bien la conclusion de Cancani[1] pour 3 361 séismes italiens ressentis de 1891 à 1900, ainsi que celle d'Eredia[2], qui a ajouté plus de 500 secousses à ce catalogue.

En vue de rechercher les lois de distribution mensuelle des séismes (ou les relations avec les phases de la lune), plusieurs séismologues ont établi des formules mathématiques pour traiter les statistiques brutes des catalogues et mettre en évidence les diverses périodes supposées exister *a priori*. Par ordre de date, on citera

[1] Frequenza e distribuzione dei terremoti italiani nel decennio 1891-1900 (*Boll. soc. sism. ital.*, 1902, VII, p. 210).

[2] Distribuzione oraria e distribuzione annua dei terremoti italiani nel decennio 1891-1900 (*Id.*, 1906, X, p. 258).

Perrey[1], Knott[2] et Davison[3]. Mais il faut bien faire ressortir que toutes ces méthodes de calcul, qu'elles procèdent des séries de Fourrier ou de Cauchy, ou qu'elles dérivent de l'analyse harmonique, supposent *a priori* des périodes dont l'existence reste ainsi à démontrer. Il y a donc évidemment à faire les plus expresses réserves sur les résultats obtenus par cette voie, l'appareil mathématique équivalant ici à un véritable trompe-l'œil. Et cette objection de principe conserve toute sa valeur pour les autres relations dont on s'occupera plus loin, répartition horaire diurne-nocturne et dépendance à l'égard des mouvements de la lune. Aussi des séismologues, comme Oldham et Cancani, ont-ils jugé prudent de ne pas recourir à ces procédés, peu aptes à faire découvrir la vérité dans une science naturelle.

Knott attribue le maximum hivernal apparent de fréquence séismique à deux causes principales : l'accumulation des neiges dans certaines régions et les variations de pression barométrique, l'une et l'autre capables, pense-t-il, de perturber l'état de tension des couches terrestres sur de grandes étendues. Ces causes ayant d'autant plus d'action que la latitude est plus élevée, cela expliquerait pourquoi la répartition saisonnière soi-disant reconnue est, d'après les statistiques qu'il a utilisées, en nombre d'ailleurs assez restreint, beaucoup moins accusée pour les régions tropicales. Ses recherches pèchent par insuffisance, le total n'étant que de 5 023 tremblements de terre, de sorte que leur relation indirecte avec des phénomènes d'origine atmosphérique reste douteuse.

Davison a, au contraire, utilisé des documents beaucoup plus étendus, 62 catalogues correspondant à autant de régions dont 45, 14 et 3 appartiennent respectivement aux hémisphères nord et sud et à la zone équatoriale, avec un total de 21 636 séismes. Mais ce chiffre doit être diminué dans une assez grande proportion, du reste inconnue, les catalogues ayant des parties communes. Davison conclut que, dans chaque hémisphère, le maximum mensuel séismique correspond à la période des plus grands vents régnants. En complétant le tableau de Davison ainsi qu'il suit, on voit que cette affirmation perd tout caractère de généralité.

On ne saurait nier que pour l'hémisphère boréal ne se manifeste

[1] Note sur les tremblements de terre ressentis en 1847 (*Mém. Ac. de Dijon*, I, p. 18). — Et autres mémoires.

[2] Earthquake frequency. Mathematical note (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1886, IX).

[3] On the annual and semi-annual seismic periods (*Proc. of the R. Soc. of London*. LIV, June 15th, 1893, p. 82; — *Phil. Trans.*, CLXXXIV, p. 1107, 1893). — On the investigation of seismic periodicity by the method of overlapping means (*Boll. soc. sism. ital.*, 1898, IV, p. 89).

TABLEAU XXVI

Maximums séismiques pour diverses régions.

Nos	MOIS	RÉGIONS rangées par latitudes décroissantes	AUTEUR DU CATALOGUE	Période de temps correspondant au catalogue	Nombre de séismes
		Hémisphère nord			
1	Janvier.	Suède.	Svedmark.	1892-1903	52
2		Nord de l'Europe et de l'Asie.	Perrey.	1000-1844	252
3		Grande-Bretagne.	Roper.	1739-1889	297
4		Belgique.	Lancaster.	842-1896	98
5		Bassin du Rhin.	Perrey.	801-1846	529
6		Basse-Autriche.	Suess (E).	1163-1873	118
7		Suisse et Tyrol.	Fuchs.	1865-1884	524
8		France.	Perrey.	217-1843	656
9		Carinthie.	Höfer.	1201-1877	178
10		Laibach.	Von Mojsisovics.	1851-1886	75
11		Caucase.	Mouchkétov et Orlov.	1669-1889	459
12		Caucase.	Fuchs.	1865-1884	152
13	Janvier et Févr.	Pologne.	Láska.	1170-1877	49
14	Février.	Piémont et Ligurie.	Mercalli.	1117-1895	1572
15		Calabres.	Mercalli.	1169-1895	2592
16		Tokyo.	Milne.	1876-1881 1883-1891	1104
17		Nouvelle-Grenade et Venezuela.	Fuchs.	1865-1884	272
18	Mars.	Sibérie.	Mouchkétov et Orlov.	1700-1889	600
19		Hongrie.	Schafarzik.	1882-1888	93
20		Roumanie.	Hepites.	1892-1904	135
21		Italie.	Perrey.	325-1847	984
22		Kyôtô.	Omori.	797-1868	1316
23		Shillong (Assam).	Oldham (R. D.)	1898-1902	1263
24	Avril.	Carniole.	Seidl et Von Mojsisovics.	1895-1903	1321
25		Grèce.	Eginitis.	1893-1903	5038
26		Amérique Centrale.	Fuchs.	1865-1884	190
27	Mai.	Styrie.	Hœrnes.	1021-1870	47
28		Turquie d'Europe.	Agamennone.	1895-1896	374
29		Sicile.	Fuchs.	1865-1884	324
30		Mexique.	Orozco y Berra.	1523-1889	1378
31		Philippines.	Obs. de Manille.	1890-1905	1322
32	Juin.	Iles Sandwich.	Fuchs.	1865-1882	245
33		Amérique Centrale.	De Montessus.	1526-1885	801
34	Juillet.	Croatie, Esclavonie, Dalmatie, Bosnie, Herzégovine.	Kispatić.	1883-1903	1864

Hémisphère nord (*suite*)

N°s	MOIS	RÉGIONS rangées par latitudes décroissantes	AUTEUR DU CATALOGUE	Période de temps correspondant au catalogue	Nombre de séismes
35		Bulgarie.	Watsoff.	1892-1905	664
36		Bosnie et Herzégovine.	Baillif.	1896-1901	204
37		Italie.	Eredia.	1891-1900	3886
38		Mexique.	Obs. de Mexico.	1895-1902	1117
39	Août.	Vésuve.	Fuchs.	1865-1884	513
40		Italie.	Cancani.	1891-1900	3361
41		Janina.	Pouqueville.	1807-1815	63
42		Turquie d'Asie.	Agamennone.	1895-1896	464
43		Zante.	Barbiani.	1825-1863	1326
44		Antilles.	Poey.	1530-1858	639
45		Indes Occidentales.	Perrey.	1526-1843	221
46		Iles Mariannes.	Obs. de Manille.	1892-1902	86
47	Août et Sept.	Péninsule Balkanique, Syrie, Mer Egée, Levant.	Perrey.	306-1850	423
48		Philippines.	Saderra y Masó.	1599-1889	1017
49	Sept.	Iles Britanniques.	Davison.	1889-1903	225
50		Italie (moins la Sicile et le Vésuve).	Fuchs.	1865-1884	2350
51	Octobre.	Norvège.	Kolderup.	1899-1905	137
52		Russie d'Europe, Pologne, Finlande.	Mouchkétov et Orlov.	1000-1889	193
53		Californie.	Holden.	1850-1886	949
54		Japon.	*Tr. seism. Soc. of Japan.*	1885-1889	2997
55		Inde.	Oldham (T).	1505-1869	230
56		Indes Occidentales.	Fuchs.	1865-1883	205
57	Octobre et Nov.	Erzgebirge.	Credner.	1875-1897	75
58	Novemb.	Graben rhénan.	Langenbeck.	1189-1895	127
59		Autriche au Nord des Alpes.	Von Mojsisovics.	1897-1903	438
60		Bassin du Danube.	Perrey.	801-1855	268
61		Suisse.	Früh.	1880-1902	585
62		Bassin du Rhône.	Perrey.	801-1845	184
63		Croatie, Esclavonie, Dalmatie, Bosnie, Herzégovine.	Kispatić.	367-1882	1084
64		Asie Centrale.	Mouchkétov et Orlov.	1832-1889	201
65		Japon.	Omori.	1873-1899	18086
66		Amérique du Nord.	Fuchs.	1865-1884	552
67	Décemb.	Scandinavie et Islande.	Perrey.	1161-1845	214

Hémisphère nord (*suite*)

Nos	MOIS	RÉGIONS rangées par latitudes décroissantes	AUTEUR DU CATALOGUE	Période de temps correspondant au catalogue	Nombre de séismes
68		Hongrie, Croatie, Transylvanie.	Fuchs.	1865-1884	384
69		France.	Fuchs.	1865-1884	193
70		Suisse.	Volger.	802-1853	1230
71		Péninsule Balkanique et îles adjacentes.	Fuchs.	1865-1884	624
72		Espagne et Portugal.	Perrey.	1000-1846	201
73		Péninsule Balkanique, Syrie, Iles de la Mer Egée, Levant.	Schmidt.	1859-1877	3470
74		Nouvelle Angleterre.	Brigham.	1638-1869	212
75		Zante.	Schmidt et Fuchs.	1859-1878	246
76		San-Francisco, Santa-Clara et San-José (Californie).	Holden.	1850-1886	308
77		Algérie.	Fuchs.	1865-1884	135
78	Pas de maxim.	Württemberg et Hohenzollern.	Eck et Schmidt.	1867-1902	89
79		Yokohama.	Streets.	1878-1881	136
80		Philippines.	Saderra y Masó.	1880-1889	465

Régions équatoriales et hémisphère sud

Nos	MOIS	RÉGIONS	AUTEUR	Période	Nombre
81	Avril.	Nouvelle-Zélande, Centre de l'île du Sud.	Hogben.	1882-1891	184
82	Mai.	Archipel Malais.	Fuchs.	1865-1884	598
83		Australie.	Hogben.	1880-1891	159
84		Nouvelle-Zélande, Est de l'île du Nord.	Hogben.	1882-1891	188
85		Copiapo (Chili).	Langentsein.	1880-1902	682
86		Pérou.	Perrey.	1557-1857	1098
87	Juillet.	Nouvelle-Zélande, W. de l'île du Sud.	Hogben.	1882-1891	88
88	Août.	Pérou, Bolivie, Ecuador.	Fuchs.	1865-1884	350
89		Chili.	Perrey.	1562-1849	178
90		Chili.	Fuchs.	1865-1883	316
91		Chili.	Knott.	1873-1881	212
92		Chili.	Goll.	1845-1878	494
93	Octobre.	Archipel Malais.	Obs. de Batavia.	1861-1901	3517
94	Décemb.	Copiapo (Chili).	Langenstein.	1873-1879	98
95	Pas de maxim.	Nouvelle-Zélande. Est de l'Ile du Sud.	Hogben.	1882-1891	30
96	Pas de maxim.	Nouvelle-Zélande. Sud de l'Ile du Sud.	Hogben.	1882-1891	30
97		Nouvelle-Zélande.	Hogben.	1845-1891	737
98		Id.	Id.	1882-1891	641

une notable prédominance de régions pour lesquelles le maximum de fréquence séismique tombe pendant la saison froide, d'octobre à mars; mais l'étendue seule de cette période, équivalant à la moitié de l'année, diminue déjà l'importance de la relation. Une autre remarque témoigne dans le même sens : pour une même région et des catalogues correspondant à des intervalles différents d'années, le maximum apparent ne tombe pas toujours dans le même mois. Ces deux faits permettent d'entrevoir une large part du hasard dans la relation mise en doute; en tout cas, elle est loin de présenter le caractère de généralité qu'on lui prête généralement.

Il est possible d'interpréter les résultats du tableau précédent

TABLEAU XXVII

Variations de la fréquence séismique d'après les saisons et d'après les latitudes.

RÉGIONS	LATITUDE		MAXIMUM MENSUEL TOMBANT EN SAISON				Pas de maximum mensuel	
			FROIDE		CHAUDE			
			Nombres	Pour °/.	Nombres	Pour °/.	Nombres	Pour °/.
Polaires ou froides	Plus grande que 45°	Catalogues ou régions. .	26	84	3	10	2	6
		Séismes. . .	9246	84	1719	15	89	1
Equatoriales ou chaudes	Plus petite que 45° . .	Catalogues. . ou régions. .	35	53	26	40	5	7
		Séismes. . .	43429	56	30106	41	2071	3

sans faire intervenir aucune dépendance à l'égard de phénomènes météorologiques quelconques; il suffit pour cela de faire la distinction pour l'hémisphère nord entre les régions au Nord et au Sud du parallèle de 45°, ou froides et chaudes, suivant que le maximum séismique mensuel correspondant tombe en saison froide ou chaude, c'est-à-dire d'octobre à mars, ou d'avril à septembre. Et de même pour l'hémisphère sud, les saisons froide et chaude différant de six mois, c'est-à-dire d'avril à septembre et d'octobre à mars. On a ainsi le tableau général ci-dessus (XVII).

En appelant par convention, et pour simplifier le langage,

polaires les régions au Nord et au Sud du parallèle de 45° nord et de 45° sud, et équatoriales celles comprises entre les deux parallèles de 45°, ou, ce qui revient sensiblement au même, en les traitant respectivement de froides et de chaudes, on peut, soit que l'on considère les nombres de régions, ou de catalogues, soit que l'on s'en tienne aux nombres de séismes, interpréter ce tableau en disant que les maximums séismiques mensuels en saison froide sont beaucoup plus fréquents pour les régions froides que pour les régions chaudes, ces dernières présentant, en outre, un bien plus grand nombre de régions indifférentes, c'est-à-dire sans maximum; leurs pourcentages de maximums en saison chaude, ou froide, sont bien plus près de l'égalité, 40 et 53 en ce qui concerne les régions, 41 et 56 pour les nombres de séismes. Ce résultat est frappant : les régions chaudes sont à peu près indifférentes quant à la répartition saisonnière de leur fréquence séismique, à l'inverse des régions froides qui montrent une tendance très marquée à manifester un maximum hivernal. En chiffres ronds, le fait pour une région d'appartenir à une des calottes polaires de 45° augmente d'un quart la probabilité que son maximum apparent de fréquence séismique tombe en saison froide de six mois.

Tel est le résultat brut de l'observation, et il s'agit de rechercher à quoi il peut bien correspondre. Or, d'une part, les secousses de faible intensité sont, dans une énorme proportion, beaucoup plus nombreuses que les violentes, et même que celles qui sont simplement sévères ou fortes; d'autre part, un observateur au repos et à l'abri dans une habitation, surtout s'il est à un étage au-dessus du rez-de-chaussée, perçoit bien plus facilement une légère secousse que s'il est au dehors et en état d'activité ou de travail, cela dans un rapport qui atteint au moins le double. Les premières conditions, si favorables à l'observation, ne sont-elles pas remplies pendant la saison froide pour une grande partie des habitants d'une calotte polaire, tandis que dans la zone équatoriale, comprise entre les parallèles de 45°, les observateurs se trouvent tout le long de l'année dans des conditions à peu près identiques à ce point de vue? Ainsi, les tremblements de terre se produisent également en toute saison, et la croyance si répandue à un maximum hivernal et à un minimum estival résulte uniquement de circonstances physiologiques plus ou moins favorables à leur observation. La vérification expérimentale de ce fait pourrait se tirer de longues observations séismoscopiques en une station déterminée, si on en possédait pour des périodes de temps suffisamment longues, ce qui n'est malheureu-

sement pas encore le cas maintenant; de sorte que, le phénomène séismique étant essentiellement très irrégulier, la part du hasard reste toujours tellement grande qu'il se manifeste souvent un maximum saisonnier dans les séries d'observations systématiques.

Marchand[1] pense que cinq fois sur six, de 1896 à 1904, les observations séismiques du Pic du Midi de Bagnères montrent que les secousses des Pyrénées centrales résultent de mouvements d'affaissement des abords de la chaîne, sous l'effet des infiltrations aqueuses au moment de la fonte des neiges. Il se base sur ce que, dans la proportion sus-indiquée, les vibrations séismiques débutent par un mouvement centripète vers le centre des isoséistes, c'est-à-dire vers la plaine et à l'opposé des Pyrénées. Ce résultat, s'il se confirmait ici et dans d'autres stations analogues, serait intéressant au point de vue du rôle séismogénique des eaux de précipitation; il pourrait justifier un maximum estival et aussi expliquer les observations de Ramond sur le fréquent repos du massif montagneux lors des tremblements de terre de la plaine.

La loi de répartition saisonnière des séismes avec maximum hivernal et minimum estival, telle qu'on la supposait antérieurement et qui vient d'être réfutée une fois de plus, entraînait *ipso facto* un parallélisme intime entre les ébranlements du sol et la pression barométrique, dont l'allure générale, le long de l'année, présente exactement le même caractère. Or, justement pour cette dernière, les variations annuelles ont d'autant plus d'amplitude que la latitude de la région considérée est plus élevée, et, d'autre part, les pays à tremblements de terre n'atteignent guère cette latitude. Aussi, la dépendance entre les deux ordres de faits serait d'autant plus étroite qu'il s'agirait de régions plus stables, et cette simple remarque nous semble suffisante pour condamner une influence de la pression atmosphérique sur l'écorce terrestre, influence que l'on a tenté d'expliquer par tous les moyens possibles et les voies les plus diverses. On avait bientôt reconnu[2] que ce n'était pas tant la valeur absolue de la pression qui jouait un rôle séismogénique apparent, que son gradient. On avait cependant pensé[3] qu'une différence de pression sur deux compartiments de la surface terrestre séparés par une faille

[1] Les périodes d'agitation sismique de juillet, août, septembre 1904, dans les Pyrénées centrales (*Bull. Soc. Ramond*, 3e trim. 1904. Bagnères-de-Bigorre).

[2] Günther. Luftdruckschwankungen in ihren Einflüsse auf die festen und flüssigen Bestandtheile der Erdoberfläche (*Beitr. zur Geophysik*, 1874, II, p. 71).

[3] Seidl. Beziehungen zwischen Erdbeben und atmosphärischen Bewegungen (*Mitth. d. Musealvereins für Krain*, VIII, p. 33, 67).

serait suffisante pour les mettre en condition favorable à un mouvement relatif, c'est-à-dire à un tremblement de terre. Cette opinion est théoriquement plausible et soutenable, car il est facile de concevoir et d'admettre qu'une très faible cause peut déterminer le mouvement dans un cas d'équilibre très instable et prêt à se détruire ; mais, en réalité, il est douteux qu'il puisse en être ainsi, tant la dépense d'énergie correspondant à un tremblement de terre paraît dépasser l'effet possible d'une différence de quelques millimètres de pression atmosphérique. En tout cas, il ne saurait s'agir là que de cas particuliers et sans grande portée relativement à la théorie générale des mouvements séismiques du sol. Quoi qu'il en soit, on a proposé [1] de vérifier cette manière de voir pour les tremblements de terre dus à la faille du Feldbiss, près d'Aix-la-Chapelle, et il est regrettable que, faute d'observations suffisantes, cette recherche n'ait pu aboutir. Il y a, d'ailleurs, tout lieu de penser que le résultat en aurait été négatif.

Les relations météorologico-séismiques ont souvent pris une autre forme qu'il suffit de mentionner, à savoir la coïncidence entre une grave perturbation atmosphérique et les tremblements de terre. Il est certain qu'un très grand nombre de descriptions de tempêtes sont agrémentées de secousses tout à fait imaginaires, si bien que, dans nos études statistiques, nous avons dû prendre le parti d'éliminer des catalogues les séismes donnés comme ressentis dans ces circonstances. Mais si, ainsi qu'on le verra plus loin, les microséismes ne sont pas indépendants des mouvements de l'atmosphère, il n'en va pas de même pour les macroséismes et, malgré les exemples typiques et certains que l'on peut citer, il ne saurait être question d'une telle dépendance pour ces derniers. *A fortiori* doit-on rejeter sans discussion le procédé anti-scientifique consistant à annoncer un tremblement de terre quelque part lorsqu'une tempête se déchaîne en un lieu quelconque [2]. Le malheur est que la fréquence des tremblements de terre à la surface du globe est assez grande pour qu'on puisse souvent vérifier ultérieurement le succès de cette illusoire prévision.

Si les influences barométriques sont contredites par le tableau précédemment donné de la répartition annuelle de la fréquence séismique, au moins en ce qui concerne les véritables tremblements

[1] Sieberg. Die Beziehungen zwischen meteorologischen und seismologischen Vorgängen (*Deutsch. met. Jahrbuch für Aachen*, 1902).

[2] Fron. Sur la prévision de certains tremblements de terre (*C. R. Ac. Sc.*, 1872, LXXIV, p. 331).

de terre, il est cependant, à leur sujet, des théories que l'on ne peut passer sous silence à cause de l'autorité qui s'attache au nom même de leurs auteurs. C'est le cas de celle exposée par Omôri[1], qui a trouvé une répartition saisonnière inverse pour 18279 séismes relatés au Japon de 1873 à 1899, suivant qu'ils se sont produits dans certaines régions définies de l'archipel. D'après lui, les régions à maximum hivernal ou estival ne se répartissent pas au hasard. Il admet *a priori* que le principal facteur de la variation annuelle de fréquence séismique dépend de la pression atmosphérique, dont les hautes valeurs sont favorables, pense-t-il, à la production des séismes, comme force externe surajoutée à la tension des couches terrestres. On ne voit pas bien pourquoi les basses pressions ne produiraient pas le même effet par décompression; aussi les partisans de l'influence seule du gradient paraissent plus logiques, croyons-nous. Quoi qu'il en soit de cette objection de

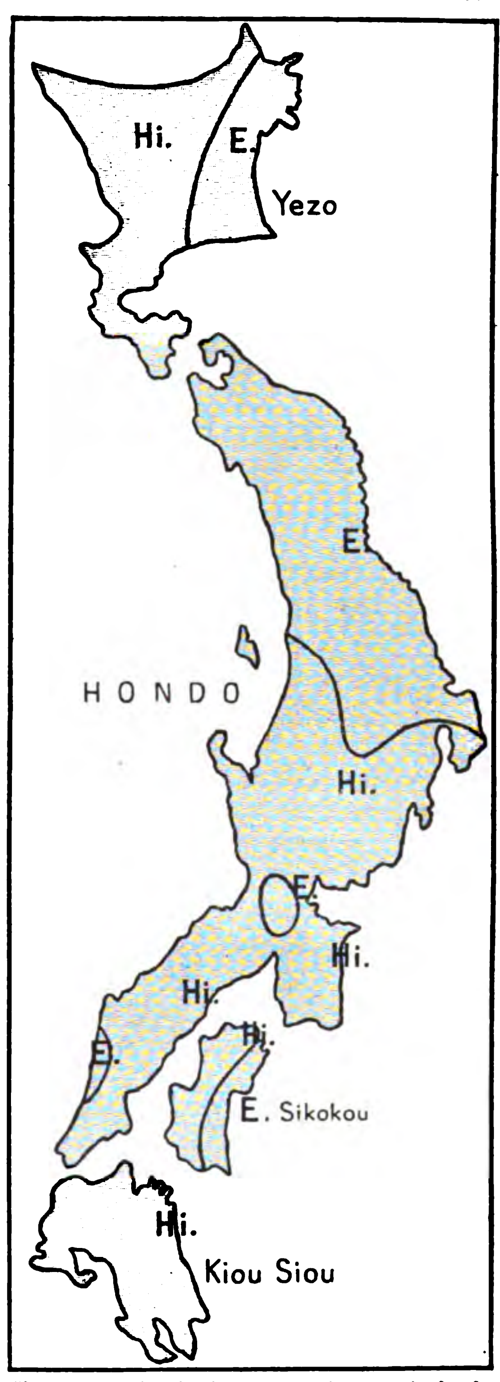


Fig. 73. — Distribution hivernale et estivale des maximums de fréquence séismique au Japon de 1873 à 1899 (d'après Omôri).

[1] Annual and diurnal variation of seismic frequency in Japan (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1902, N° 8).

détail, Omôri conclut que le maximum séismique hivernal, le long de la côte du Pacifique, correspond aux parties du littoral ébranlées principalement par des secousses d'origine sous-marine, alors que précisément s'établit sur l'océan un régime de hautes pressions pendant l'hiver.

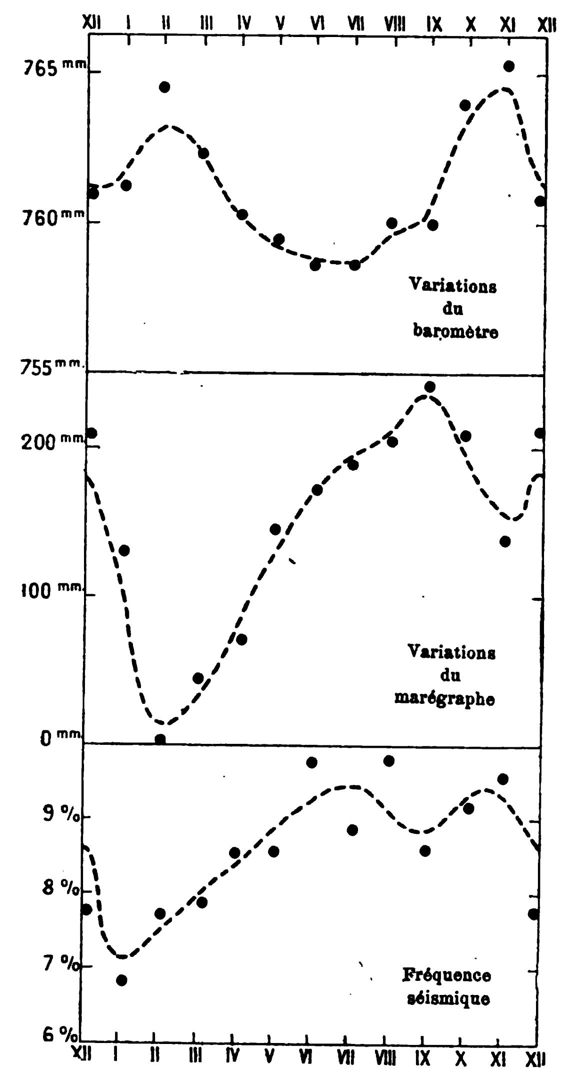


Fig. 74. — Variations annuelles de la pression barométrique, du niveau de la mer et de la fréquence séismique annuelle au Japon le long de la côte du Pacifique (d'après Omôri.)

Le savant séismologue japonais pense confirmer cette manière de voir, dont nous nous contentons ici d'indiquer les lignes générales, en constatant que les marégraphes installés à Misaki et à Ayukawa se comportent inversement, les maximums barométriques et séismiques correspondant au minimum de hauteur marégraphique et *vice versa*. Ainsi, pour les régions ébranlées par des tremblements de terre d'origine sous-marine, la pression hydrostatique sur le fond de l'océan jouerait le principal rôle séismogénique. Or, si l'on réfléchit que, d'après Omôri[2], cette différence de pression ne correspond, du maximum au

[1] Annual variation of the height of sea level at Ayukawa and Misaki (*Pub. of the earthq. invest. Comm. in for lang.*, 1904, n° 18, p. 12).

[2] Note on the annual variation of sea level on the Japan coast (*Proc. of the Tokyo ph. mat. soc.*, Reprinted from *the Sugaku-Butsurigakkwaï Kiji-Gayo*, 1905, II, n° 20).

minimum, qu'à deux tiers d'atmosphère, on peut se demander si la cause invoquée est adéquate à l'effet supposé. Il est d'autant plus impossible de souscrire à la théorie d'Omôri que, pour un assez grand nombre des stations (au nombre de vingt-six), disséminées sur toute la surface du Japon, le maximum et le minimum séis-

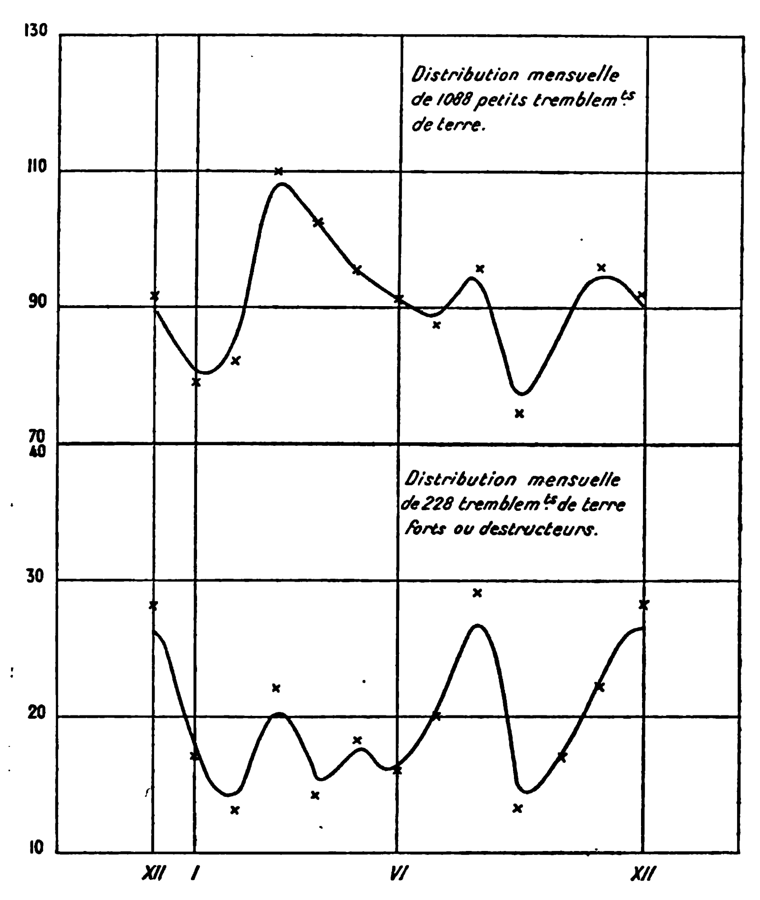


Fig. 75. — Distribution mensuelle des séismes légers, forts ou destructeurs signalés à Kyôtô de 797 à 1867 (d'après Omôri).

miques, au lieu de se présenter à six mois de distance, se produisent en saisons immédiatement voisines, ou même se répètent plusieurs fois dans le courant de l'année.

On a donc le droit de rejeter l'explication d'Omôri, pour ingénieuse qu'elle soit; créée pour les besoins de la cause, elle n'est pas plus acceptable que celle de Belar[1], qui a voulu expliquer un maxi-

[1] Erdbeben in Gebiete der Adria (*Die Erdbebenwarte*, 1905, IV, p. 40).

mum estival apparent des secousses du bassin adriatique en 1902 seulement. On observera d'abord que, pour les régions à l'est de cette mer, Kispatić a trouvé un maximum en juillet, de 1883 à 1903, et en novembre, de 367 à 1882. Sans insister sur cette première difficulté, probablement ignorée du séismologue autrichien, voici comment il explique ce maximum estival en 1902 : c'est pendant les mois chauds que se produit la plus grande différence d'échauffement entre les sols couverts par l'eau ou l'atmosphère, d'où une plus grande facilité pour que puissent se produire aussi des séismes, à la suite de plus grandes différences de tension des couches terrestres lorsqu'elles atteignent une certaine valeur. On trouve toujours de bonnes raisons pour rendre compte d'une statistique.

Il n'en était pas moins naturel de penser que, sur le fond de la mer, près des côtes, les variations de charge dues aux variations du niveau de la mer soit sous l'action du vent, soit par le jeu des marées, peuvent agir sur la direction de la verticale et doivent lui imprimer des déviations d'allure systématique, comme l'a reconnu très anciennement d'Abbadie, au milieu du xixe siècle, à son observatoire des environs d'Hendaye. On ne s'étonnera pas de la possibilité de ces conséquences, si l'on réfléchit qu'une marée de trois mètres de hauteur, ou une variation barométrique de cinq centimètres de la colonne mercurielle, équivalent, par kilomètre carré, à des changements de charge respectivement de trois millions ou de six cent quatre-vingt mille tonnes, dernier chiffre capable de produire, d'après G. H. Darwin [1], une flexion de dix centimètres de l'écorce terrestre, en tablant sur le coefficient moyen d'élasticité des roches. Mais il s'agit dès lors de bradyséismes au lieu de véritables phénomènes séismiques.

Omôri [2] lui-même a obtenu une répartition saisonnière différente, quant à la position du maximum et du minimum, pour 1088 secousses légères et 288 tremblements de terre forts ou destructeurs mentionnés à Kyôtô de 797 à 1867. C'est la négation même de toute loi de répartition, si l'on ne veut pas admettre arbitrairement et pour les besoins de la cause que l'influence barométrique diffère suivant l'intensité des séismes. Au surplus, une remarque du même séismologue suffit à contredire tous les effets de la pression atmosphérique, lorsqu'il observe [3] qu'en dehors des variations annuelles ou

[1] Les tremblements de terre (*Ciel et Terre*, 1er septembre 1887, p. 303, Bruxelles).

[2] Notes on the Earthquake Investigation Committee Catalogue of japanese earthquakes (*Journ. Coll. Sc. imp. Univ. of Tokyo*, 1889, XI, pt 4, p. 389).

[3] Note on the relation between earthquake frequency and the atmospheric pressure (*Proc. of the Tokyo mat. phys. soc.*, II, n° 8).

diurnes de la fréquence séismique, ses maximums et minimums peuvent coïncider avec des maximums ou des minimums de pression, qu'elle soit croissante ou décroissante. On ne saurait mieux décrire l'indépendance des deux phénomènes.

On ne s'est point borné à attribuer un rôle séismogénique aux phénomènes généraux de l'atmosphère, on a aussi renversé les termes du problème en admettant parfois que les tremblements de terre peuvent agir directement sur les phénomènes météorologiques [1]. La production même de la pluie par les tremblements de terre, croyance bien répandue au Chili et au Pérou, n'a pas manqué d'être expliquée [2]: le courant d'air vertical, suscité par le mouvement séismique de même direction, occasionnerait la précipitation atmosphérique par la condensation de la vapeur d'eau de l'air au-dessus de l'épicentre. C'est précisément le contraire de ce que pensait Poey [3], lorsqu'il considérait beaucoup de tremblements de terre des Indes occidentales comme directement produits par l'action mécanique des cyclones sur la surface terrestre. A l'aide d'un certain nombre de coïncidences, il trouvait aussi de bonnes raisons à cette explication, devançant ainsi de fort loin les observations modernes qui attribuent au vent l'origine de certains microséismes. Quoi qu'il en soit réellement, l'autorité incontestable des météorologistes qui soutiennent ces opinions est telle qu'il vaut peut-être mieux réserver la question pour le moment. Il serait facile d'allonger indéfiniment la liste des phénomènes météorologiques concomitants des tremblements de terre, mais s'il était encore permis, il y a un demi-siècle, de mettre les séismes en corrélation avec les inondations [4], par exemple, alors que ni la séismologie, ni la météorologie n'avaient atteint le degré d'avancement moderne qui devrait les mettre à l'abri des erreurs et des conclusions mal fondées, il est regrettable de voir des observateurs de marque, et généralement mieux inspirés, se faire encore, en 1905, l'écho de la croyance populaire à un *temps à tremblements de terre*, ou à une *forme de nuages qui les annoncent*, comme on peut le lire dans une relation que rapporte Belar [5], sans les condamner explicitement, du

[1] Nanoia. Della influenza tellurica nell'atmosfera (*Ann. soc. meteorol. ital.*, 1877, I, n° 13, p. 208, 269, Roma).

[2] Branco. *Wirkungen und Ursachen der Erdbeben* (Berlin, 1902).

[3] Sur la force ascensionnelle qu'exercent les ouragans à la surface du sol, comme pouvant donner lieu à la production des tremblements de terre, ainsi que par [*sic*] l'état sphéroïdal du noyau incandescent du globe (*Nouvelles annales des Voyages*, décembre 1855, Paris).

[4] Audrand (*C. R. Ac. Sc.* 1855, XL, p. 138).

[5] Das Erdbeben von Scutari (*Die Erdbebenwarte*, 1906, IV, p. 99).

tremblement de terre de Scutari du 1er juin 1905. Toutes les régions instables possèdent de semblables critériums[1] vains et contradictoires, mais la séismologie véritablement scientifique doit, à leur égard, s'en référer aux sages conclusions d'Otto Volger[2] : « Qu'il se « produise un tremblement de terre, on le met en relation avec toutes « les observations météorologiques qui en d'autres temps n'auraient « pas attiré l'attention. » Sieberg[3] ajoute non moins judicieusement : « Comme par tout tremblement de terre il existe un certain « état de l'atmosphère, on a fait, à cet égard, les remarques les plus « contradictoires ; tantôt c'est la tempête qui règne et tantôt le « calme plat ; une fois le temps est nuageux, d'autres fois le ciel est « clair, et ainsi de suite. En outre, si l'aire d'ébranlement est d'une « certaine étendue, le mouvement du sol coïncide avec les circons« tances atmosphériques les plus différentes. » C'est bien ce qui se rencontre dans les catalogues séismiques, et telle est l'origine de toutes ces relations qui ne visent à rien moins qu'à pronostiquer les tremblements de terre, mais qui, heureusement, tendent à disparaître petit à petit des documents des catalogues les plus récents.

Parmi les innombrables conséquences que l'on a voulu tirer pour un pays ou une localité d'une répartition séismique mensuelle, il en est une au moins qu'il faut retenir, quoiqu'elle résulte d'une statistique de sept années seulement. Elle a été conclue d'observations séismiques au Pic du Midi, de 1896 à 1902, et mise en parallèle avec les quantités d'eau produites tant par la pluie que par la fonte des neiges. Les deux phénomènes présentent[4] un maximum simultané, en mai et juin, et une marche sensiblement parallèle pendant le reste de l'année. Visant les géologues qui admettent que l'infiltration des eaux est une cause de tremblements de terre, — combien rare, faible et en tout cas peu démontrée ! — Marchand conclut à une influence indirecte du déboisement sur la séismicité, puisque les précipitations atmosphériques pénètrent d'autant plus facilement le sol qu'il est moins couvert par la végétation.

On ne s'est guère moins occupé de la répartition horaire diurne-nocturne des séismes, et une notable prédominance nocturne est

[1] Goll. Die Erdbeben Chiles (*Münchener geogr. Studien*, XVI. München, 1904).

[2] *Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz*, III. *Die Erdbeben im Wallis* (Gotha, 1858).

[3] Die Erdbeben und Witterung. Eine Studie über tellurische Dynamik (*Das Wetter. Monatschrift für Witterungskunde*, 1905).

[4] Marchand. Les déboisements et les tremblements de terre. Influence de l'infiltration des eaux sur la fréquence des séismes dans les Pyrénées (*Bull. de la Société Ramond*, 1er semestre 1904. Bagnères de Bigorre).

généralement admise. Depuis longtemps cette répartition a été considérée comme seulement apparente, et due à la plus grande facilité que l'homme a de percevoir les secousses dans le silence de la nuit et hors de l'agitation de la vie extérieure à laquelle il est soumis pendant le jour[1]. Une statistique étendue nous a permis de confirmer pleinement cette manière de voir[2], tout à fait analogue à ce qui a été exposé à propos de la répartition saisonnière, par cet argument principal que les fortes secousses, qui, elles, n'échappent pour ainsi dire jamais à l'observation, ne manifestent pas de loi de distribution horaire apparente. Il est juste de reconnaître que les 3361 secousses observées en Italie de 1891 à 1901 ont donné à Cancani un résultat tout à fait différent : pour toutes les intensités de l'échelle De Rossi-Forel, ces secousses accusent une prédominance nocturne rapprochée du rapport 1,5 à 1.

L'attention avec laquelle les séismes sont observés en Italie par tout le monde pourrait faire illusion sur le résultat de Cancani si, dans un pays où les tremblements de terre ne sont pas moins surveillés, au Japon, Milne[3] n'avait rencontré des résultats différents suivant les époques des séries d'observations faites à Tokyo : prédominance nocturne, dans le rapport 1,96 à 1, de 1885 à 1890, avec très peu de secousses instrumentales, et, au contraire, prédominance diurne de 1876 à 1886, dans le rapport 1 à 0,84, sans aucune secousse instrumentale. On doit donc attacher beaucoup d'importance à ce que les secousses uniquement observées aux séismographes, de 1876 à 1891, ont réduit la prédominance diurne à 1 : 1,08, proportion bien rapprochée de l'égalité. Malgré leur évidence, ces résultats négatifs n'ont guère été acceptés, et on a voulu, comme pour le maximum hivernal, donner raison du maximum nocturne, qui d'ailleurs varie extrêmement dans l'intervalle de 6 heures du soir à 6 heures du matin, non seulement suivant les pays, mais aussi suivant les différents mois de l'année dans un même pays, ainsi que l'a montré Eredia pour l'Italie.

La loi supposée de la répartition horaire des séismes, d'ailleurs plus ou moins régulière, a donné occasion à des recherches intéressantes et très connues de la part d'éminents séismologues ; on ne peut donc négliger d'en dire quelques mots, au moins des princi-

[1] Sainte-Claire Deville. *Voyage géologique aux Antilles et aux îles de Teneriffe et de Fogo* (Paris, 1848-49).

[2] Étude sur la répartition horaire diurne-nocturne des séismes et leur prétendue relation avec les culminations de la lune *(Arch. sc. ph. nat. Genève,* 15 novembre 1889).

[3] *Seismology* (London, 1898).

pales, parce qu'elles visent à expliquer le minimum diurne apparent.

C'est d'abord l'influence de la pression barométrique, dont l'allure

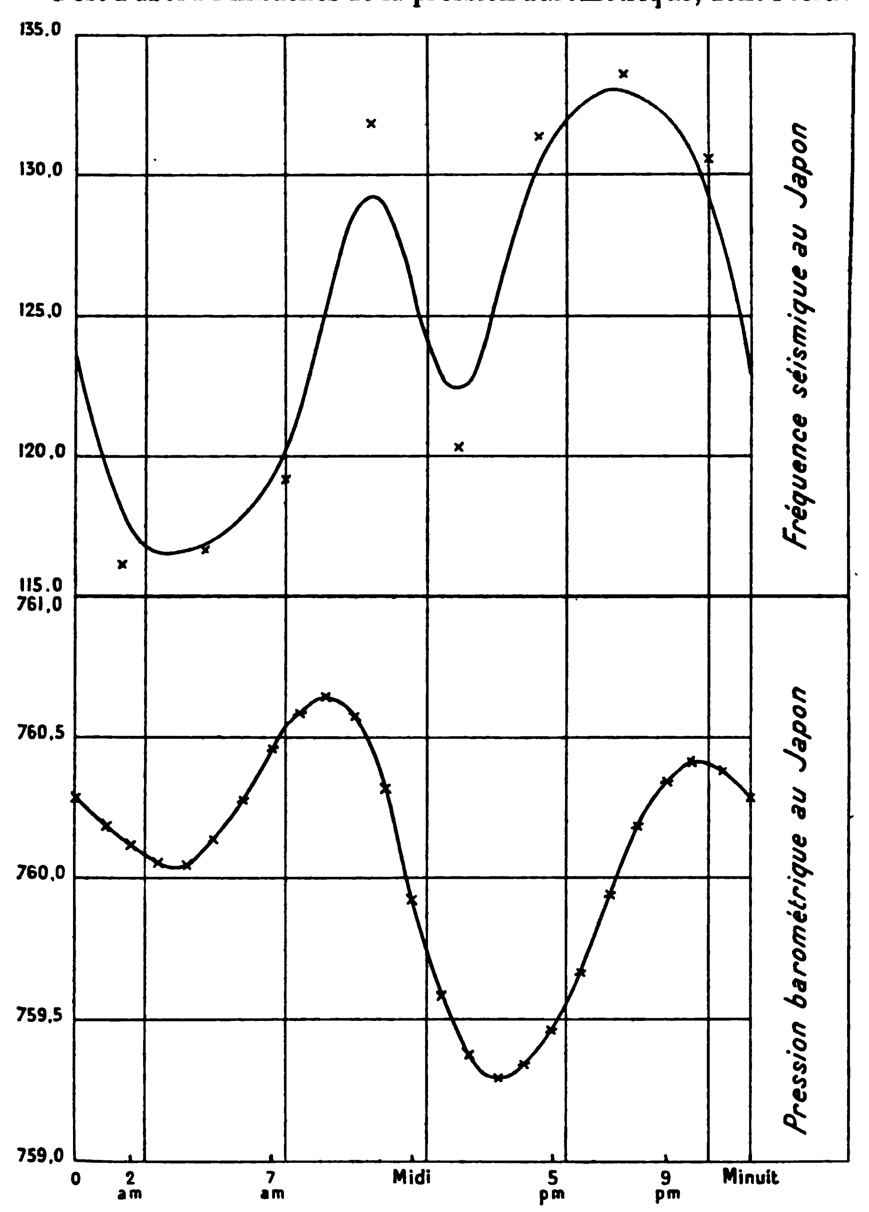


Fig. 76. — Variations journalières normales de la pression barométrique et courbe de fréquence séismique horaire générale au Japon (d'après Omôri).

générale journalière présente normalement deux maximums, l'un dans la matinée, l'autre dans la soirée. Il est certain, en effet, que

pour un assez grand nombre, les stations du Japon présentent une grande analogie à ce point de vue avec les courbes barométriques

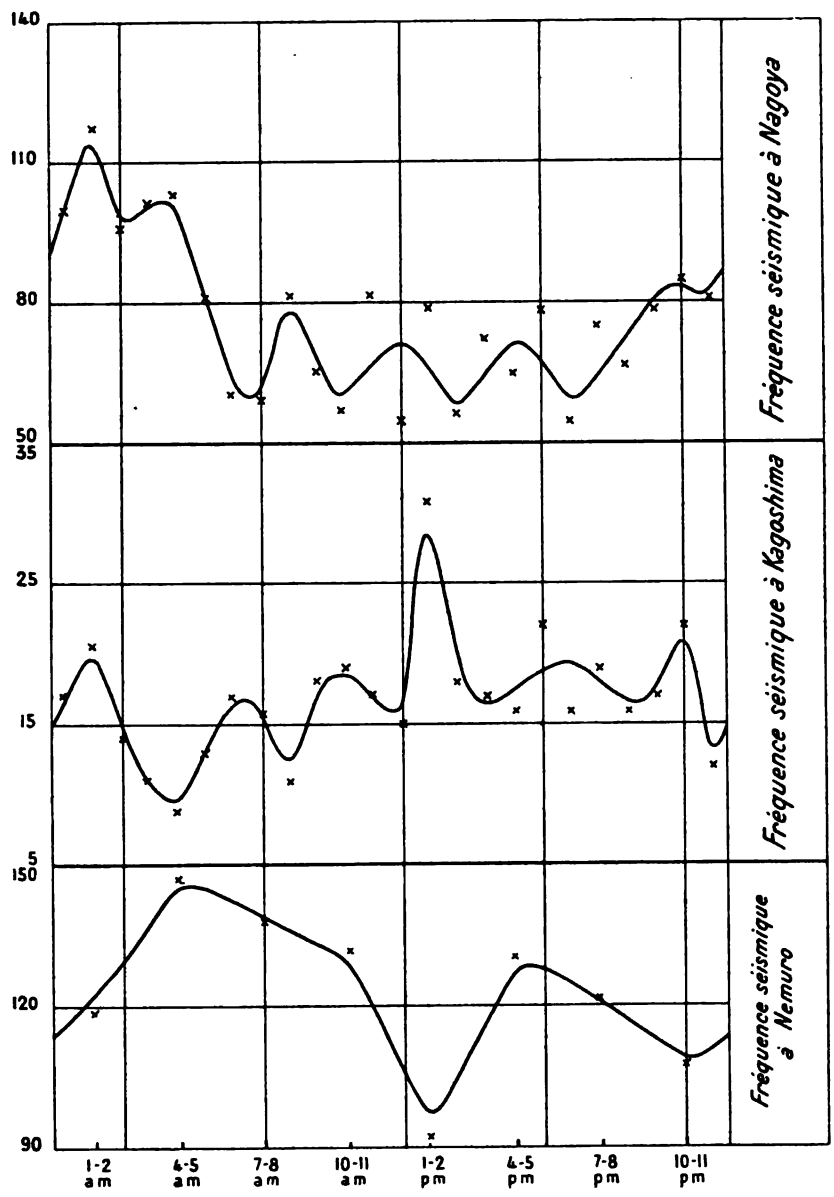


Fig. 77. — Courbes de fréquence séismique horaire à Nagoya, Kagoshima et Nemuro (d'après Omôri).

journalières, sans grand écart entre les heures des maximums et des minimums des unes et des autres. On doit noter, en passant, qu'on

est là bien loin déjà de la simple prédominance séismique nocturne. Mais à côté d'un parallélisme vaguement satisfaisant pour l'ensemble du Japon, il est aussi de ces courbes locales de fréquence séismique journalière qui s'écartent trop de ce type[1] pour que l'on puisse admettre une corrélation générale, telle d'entre elles présentant trois ou quatre maximums quotidiens nettement définis et même un plus grand nombre. L'influence de la pression atmosphérique sur la fréquence séismique n'est donc pas mieux justifiée pendant les 24 heures du jour que tout le long de l'année.

On sait avec quelle ténacité résistent à tous les efforts de la science positive les croyances populaires relatives à l'influence des astres, et en particulier de la Lune, sur tous les phénomènes naturels ; il eût été étonnant que les tremblements de terre y eussent échappé et, en effet, les relations des séismes fourmillent, même à notre époque encore, de remarques sur leur production relativement à la position du satellite de la terre. Cette croyance, d'origine véritablement préhistorique, a franchi les limites de la science séismologique pour susciter d'innombrables travaux, exécutés dans cette voie non moins décevante que celle combattue précédemment[2]. Des savants comme Perrey et Falb[3] ont même, peut-on dire, usé leur vie à cette recherche. C'est de deux façons que l'on s'est successivement imaginé le rôle séismogénique de l'attraction lunaire : du temps de ces séismologues, elle devait produire, pensait-on, sur le noyau terrestre supposé fluide, ou au moins visqueux, une véritable marée dont les flots, battant la couverture corticale de la terre, ne pouvaient manquer d'en ébranler plus ou moins violemment la surface extérieure sous forme de tremblement de terre. Depuis, l'on a reconnu que le mouvement de la planète, tel qu'il existe, est incompatible avec cette hypothèse sur sa constitution interne et nécessite une rigidité considérable par rapport à celle des roches connues. En outre, ce que l'on sait de la vitesse de propagation des séismes à l'intérieur du globe exige aussi une rigidité non moins grande, sinon même plus encore, et qui doit être le résultat direct de l'énorme pression que les couches terrestres exercent les unes sur les autres, de la surface au centre,

[1] Omôri. Annual and diurnal variation of seismic frequency in Japan (*Publ. of the earthq. invest. Comm. of Japan in for. lang.*, 1902, n° 8).

[2] Zantedeschi. De l'influence de la lune dans les tremblements de terre et des conséquences probables qui en dérivent sur la forme ellipsoïdale de la terre et sur les oscillations des pendules (*C. R. Ac. Sc.*, 1854, XXXIX, p. 375).

[3] *Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche* (Graz, 1869). — *Gedanken und Studien über den Vulkanismus* (Graz, 1875). — *Von den Umwälzungen im Weltall* (Wien, 1881).

quelle que soit d'ailleurs leur température, vraisemblablement fort élevée. Il n'y a donc plus motif à marée interne et, du reste, l'étroite répartition des régions instables le long de zones limitées et bien définies est un argument décisif et contraire, car ces marées ne pourraient manquer de troubler indifféremment et en tous lieux le repos de l'écorce, ce que dément la *Géographie Séismologique* tout entière.

Les lois de Perrey, — maximums aux syzygies, à l'apogée et au passage de la lune au méridien, — ont été formulées dans la plupart de ses travaux[1]; elles se heurtent à l'extrême petitesse des variations de fréquence séismique correspondant à ces positions définies de la lune, et à leur disparition presque complète lorsqu'on étend davantage les séries de tremblements de terre que l'on soumet à cette statistique. Ainsi, nous avons montré que le rapport entre la différence du maximum et du minimum des nombres de séismes dans chaque huitième de cadran lunaire et leur nombre total tend à devenir très petit à mesure que les séries deviennent plus riches; il n'est que de 0,00655 pour l'ensemble des séries étudiées, ce qui équivaut à la négation de toute corrélation avec la culmination supérieure de la lune. Il en est de même pour les deux autres lois. Aussi, bien des séismologues, niant la réalité des lois de Perrey ou de Falb, refusent tout rôle séismogénique aux mouvements du satellite, du moins en tant que produisant des marées internes au sein d'un Magma auquel on est, maintenant, forcé d'attribuer une rigidité considérable : cette constitution est seule compatible, en effet, avec les mouvements de la terre et les valeurs de la vitesse de propagation des ébranlements séismiques dans son intérieur, et grâce à d'énormes pressions, elle peut exister sous une température très élevée, ce qui n'exclut pas les fusions partielles témoignées par l'activité des appareils volcaniques, à une profondeur que l'on commence à supposer relativement très faible.

Cependant, les partisans d'une influence lunaire ne se sont pas découragés, malgré l'autorité de Hœrnes[2], ils ont seulement changé la manière de la concevoir. Ils supposent que les variations de son attraction suffisent au déclanchement, pourrait-on dire, au sein des couches terrestres, des forces séismogéniques prêtes à se manifester. Autrement dit, si l'équilibre de ces couches est à un moment donné très instable sous l'action des efforts tectoniques, le moindre effort

[1] *Propositions sur les tremblements de terre et les volcans* (Dijon, 1859. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, 1861, LII, p. 146, — et autres mémoires).

[2] *Die Erdbebentheorie Rudolph Falb's und ihre wissenschaftliche Grundlage* (1881.)

tangentiel surimposé sera capable de le rompre. C'est ainsi qu'Oldham [1] a très judicieusement choisi pour vérifier ces vues la série des très nombreux chocs consécutifs observés à Shillong au moyen du séismographe de La Touche, de 1897 à 1902, après le grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897. Pendant les longues séries de répliques, en effet, le sol est dans un état si instable d'équilibre que l'addition du moindre effort doit suffire à le rompre. Cet effort pourrait être, par exemple, les attractions lunaire et solaire lorsqu'elles se combinent entre elles de la manière la plus favorable au cours de chaque révolution diurne de la terre. De la discussion des heures auxquelles se sont présentés les maximums de fréquence pour les 1 274 secousses en question et des variations de ce qu'on pourrait appeler avec lui l'effort maréique, mais sans qu'il y ait attaché l'idée d'une marée interne, le savant géologue trouve que, pour une faible part tout au moins, la courbe de distribution horaire est compatible avec cette hypothèse. Il faut toutefois rendre à Oldham cette justice que, très prudemment, il reconnaît la nécessité d'opérer sur un nombre beaucoup plus considérable d'années, 20 au moins, avant de trancher formellement la question. Mais alors on perdrait le bénéfice de l'état extrême d'instabilité manifesté par les répliques, celles-ci disparaissant bientôt pour faire place au régime de fréquence normale.

Les séismologues japonais ont repris le problème. Omôri [2] a fait cette recherche sur 1 462 secousses observées à Tokyo de 1888 à 1899 et, à l'exemple d'Oldham, sur 1 854 et 1 057 répliques des tremblements de terre respectifs du Japon central du 28 octobre 1891 et de l'Hokkaido du 22 mars 1895. Imamura [3] s'est servi des 13 878 secousses observées entre 1871 et 1901 dans chacune des 24 stations météorologiques de premier ordre du réseau japonais. Ces savants ont cru retrouver sous une autre forme les lois de Perrey, compliquées d'un facteur barométrique. Mais il suffit de confronter entre elles quelques-unes de leurs courbes de distribution séismique au cours du mois synodique lunaire et d'en constater les différences essentielles d'allures, pour faire rejeter les conclusions des deux séismologues, malgré la conformité que ces courbes pour d'autres stations présentent avec leurs déductions.

[1] The periodicity of earthquakes (*Geol. Mag.*, Dec. IV, VIII, p. 449. London, 1901). — On tidal periodicity in the earthquakes of Assam (*J. As. Soc. of Bengal*, LXXI, p. 139. Calcutta, 1902). — The diurnal variations in frequency of the after-shocks of june 12th 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1903, XXXV, p[t] 2).

[2] Note on the lunar-daily distribution of earthquakes (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1904, n° 18, p. 27).

[3] Synodic-monthly variations of seismic frequency in Japan (*Id.*, p. 41).

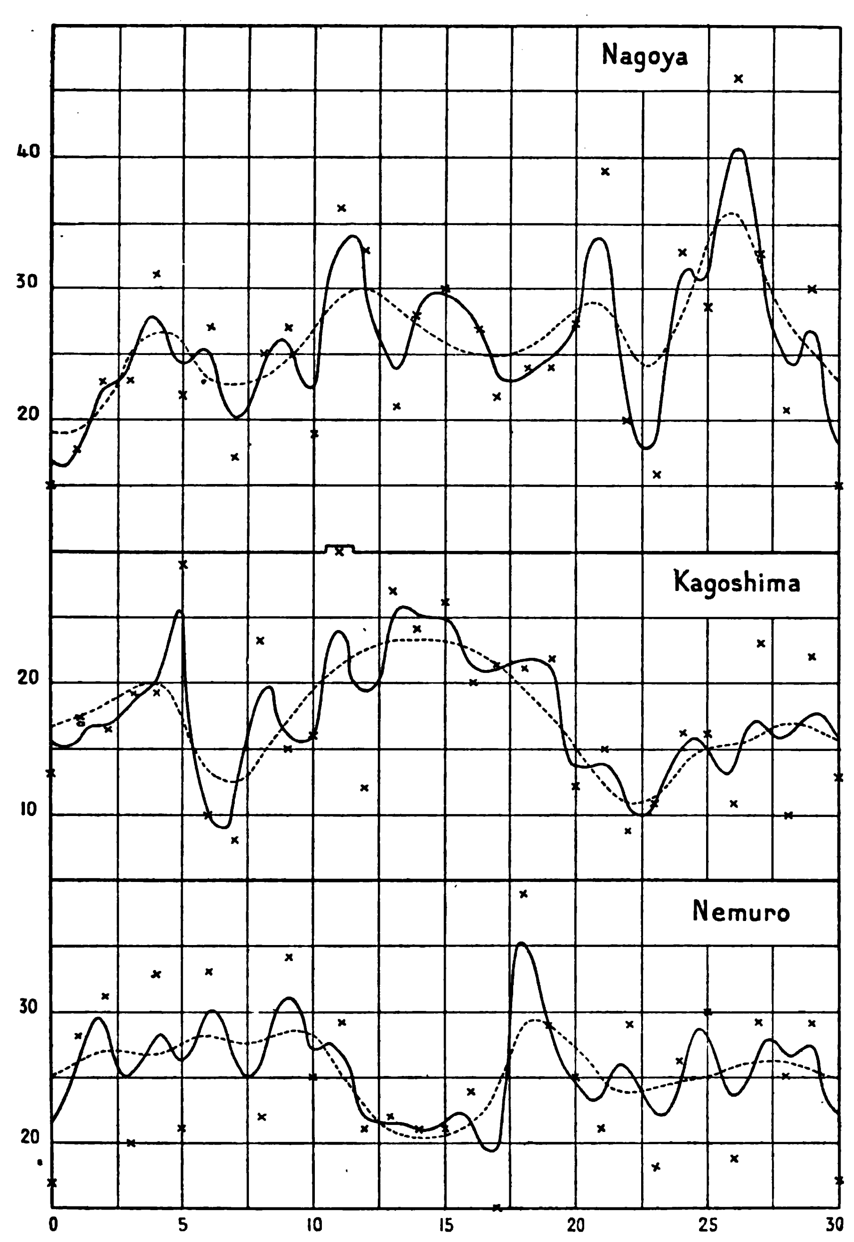


Fig. 78. — Fréquence séismique mensuelle synodique à Nagoya, Kagoshima et Nemuro (d'après Imamura).

Il n'y a guère lieu de s'arrêter à l'opinion de Honda[1], suivant laquelle la dépendance mutuelle entre la fréquence séismique et la position de la lune, au lieu d'être directe et due à son attraction, résulterait du mouvement maréique propagé dans la nappe aquifère souterraine. Cette explication ne saurait être générale, même si l'on pouvait démontrer qu'à Yokohama et à Okubo les changements de cette nature dans le niveau de la nappe jouent effectivement un rôle séismogénique, ce qui n'est pas. Personne non plus n'a accepté la théorie de Grablowitz[2], d'après laquelle les marées seraient dues *en partie* à des oscillations du sol produites aux points les plus flexibles de l'écorce terrestre par l'attraction du soleil et de la lune, considération pouvant expliquer les différences de régime dans les marées des diverses côtes ou mers, pense l'auteur : les tremblements de terre se produiraient lorsque la croûte terrestre, n'ayant pas en certains points la mobilité et la résistance nécessaires, se romprait sous cet effort périodique, et les relations de la fréquence séismique avec les mouvements des deux astres s'expliqueraient très clairement dans cette hypothèse.

Ainsi, de quelque façon que l'on envisage le problème de l'influence séismogénique de la lune, il est impossible de la confirmer; mais la question a tenu et tient encore tant de place dans la littérature séismologique, dont on ne peut arriver à l'éliminer comme on le devrait, qu'il a fallu entrer à son sujet dans des développements peut-être hors de proportions avec son véritable intérêt.

On ne songe plus guère à mettre la fréquence séismique en relation avec le mouvement apparent du soleil (Perrey). Quant à ses taches, leur période a donné lieu à trois résultats contradictoires : Poey[3] croit leurs maximums et leurs minimums également favorables à l'activité séismique, tandis que Kluge[4], sans se prononcer très explicitement sur les tremblements de terre, trouve que seuls les minimums coïncident avec les périodes de plus grande activité volcanique à la surface du globe. Pour les accorder, J. Schmidt[5] nie toute dépendance pour les tremblements de terre de l'Orient, de 1600

[1] Daily periodic change of the level in the artesian wells in Yokohama and Okubo (*Proc. of the Tokyo mat. phys. soc.*, II, n° 9).

[2] *Nuova teoria sismica delle maree. Breve esposizione* (Trieste, 1876). — *Dell'attrazione luni-solare in relazione co i fenomeni mareo-sismici* (Milano, 1877).

[3] Rapport entre les taches solaires, les tremblements de terre aux Antilles et au Mexique et les éruptions volcaniques sur tout le globe (*C. R. Ac. Sc.*, 1874, LXXVIII, p. 51).

[4] *Ueber Synchronismus und Antagonismus von vulkanischen Eruptionem und die Beziehungen zu den Sonnenflecken und Erdmagnetischen Variationen* (Leipzig, 1863).

[5] *Studien ueber Vulcane und Erdbeben*, II, p. 34 (Leipzig, 1871).

à 1873. Ces recherches ne méritent que l'oubli, et pas plus que des astéroïdes[1], les tremblements de terre ne peuvent dépendre des phénomènes dont la surface du soleil est le théâtre. Ce sont théories à reléguer à l'historique de la séismologie.

Parmi les relations séismico-astronomiques, il en est cependant une qui mérite d'être retenue provisoirement : c'est celle qu'on a voulu, en ces dernières années, établir entre les variations annuelles périodiques de la ligne des pôles terrestres et la fréquence annuelle générale des grands tremblements de terre, ou tremblements de terre mondiaux, ainsi qu'on les appelle lorsqu'ils actionnent les séismographes du monde entier ou au moins ceux de plusieurs continents.

On sait depuis longtemps que l'axe des pôles subit de petites variations périodiques, qui affectent la latitude de chaque lieu de la surface terrestre. Ces très faibles mouvements sont naturellement inverses pour les différents points des deux moitiés d'un même méridien, et dès 1893, Milne[2] faisait observer que la période d'augmentation maximum de la latitude à Berlin, ou minimum au Japon, coïncidait avec un maximum de fréquence séismique dans ce dernier pays, à savoir en août et septembre 1889, mai et juin 1890.

TABLEAU XXVIII

Rapports entre les variations de la latitude et la fréquence séismique (d'après Milne).

ÉPOQUES	VARIATIONS DE LA LATITUDE à Berlin	MAXIMUMS D'ACTIVITÉ SÉISMIQUE AU JAPON
		Août et septembre 1889.
Commencement de 1890. .	52°30'17"	Mai et juin 1890.
Milieu de septembre 1890 .	» 17",56	
Février 1891	» 17",06	
Juin et juillet 1891	» 17",53	

Il regardait en même temps ces coïncidences comme purement accidentelles, en attendant que des observations plus complètes fussent dirigées dans ce sens. Mais plus tard, en 1900, il donnait un tableau[3]

[1] Chapel, *Aperçu sur le rôle des astéroïdes inférieurs dans la physique du monde* Paris, 1883).
Zenger. Les essaims périodiques des étoiles filantes et les mouvements sismiques des années 1883, 1884 et 1885 (*C. R. Ac. Sc.*, 1886, II, p. 1287).

[2] On the mitigation of earthquake effects and certain experiments in earthphysics (*Seism. journ. of Japan*, 1893, I, p. 1).

[3] Earthquakes and small changes in latitude (*Fifth report on seism. invest. Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Bradford meeting, 1900, p. 107).

faisant ressortir que, de 1895 à 1898, dans les périodes pendant lesquelles le déplacement du pôle avait été relativement plus ample, les grands tremblements de terre, qu'il appelle improprement macroséismes (ce sont des mégaséismes), avaient été notablement plus fréquents et *vice versa.*

TABLEAU XXIX

Rapport entre les variations de latitude et le nombre des mégaséismes

(d'après Milne).

ANNÉES	VARIATIONS DE la latitude	DE NOMBRE mégaséismes	AUTEURS
1895	0",53	9	Milne * Cancani
1896	0",91	18	
1897	1",07	44 ou 47	
1898	0",79 (1",03)*	30	
1899	0",72	27	Cancani
1900	0",32	17	
1901	0",53	22	
1902	0",97	29	

De ce parallélisme entre la marche des deux phénomènes (première partie du tableau), Milne concluait seulement que les déplacements de masses dans les couches terrestres, à la suite des grands tremblements de terre, ne pouvaient être considérés comme une cause des perturbations polaires, mais que les deux faits peuvent avoir une origine commune plus générale; et, en complétant ces données de 1892 à 1899[1], il ne trouvait plus qu'une coïncidence entre les *rapides* changements de latitude et la fréquence séismique, de sorte que ce seraient plutôt les changements de direction dans la nutation, surtout quand ils sont rapides, qui auraient une signification séismogénique.

Cancani[2] a corrigé la variation de latitude pour 1898, en la portant, d'après de nouvelles recherches, de 0,79 à 1,03 et poussé le tableau jusqu'à 1902, mais en excluant les années 1895 et 1896, pendant lesquelles le réseau mondial des stations séismologiques

[1] Larger earthquakes and changes in latitude (*Brit. Ass. for. the adv. of sc. Eighth rep. on seism. invest.* Southport meeting, 1903, p. 2).

[2] Zur Hypothese über eine Wechselbeziehung zwischen den Variationen geographischer Breiten und der Bebenhäufigkeit (*Die Erdbebenwarte*, 1903-04, III, p. 49; *Boll. soc. sism. ital.*, 1902-03, VIII, p. 236).

était encore trop insuffisamment développé pour qu'on pût supposer avoir eu connaissance de tous les grands tremblements de terre de cette période initiale. De ce nouveau tableau, de 1897 à 1902, Cancani conclut que les augmentations et les diminutions des variations de la latitude et de fréquence des mégaséismes coïncident bien, mais qu'il faut prudemment attendre de plus amples observations pour croire à une relation de cette importance.

Omôri[1] a étudié le problème pour les tremblements de terre observés au Japon du 12 août 1895 au 17 décembre 1903, et il est arrivé aux conclusions suivantes :

1). Les tremblements de terre destructeurs ont tous eu lieu aux époques ou près des époques de maximum ou de minimum de variation de latitude. [Milne avait exprimé le même résultat, en 1902, pour l'ensemble du globe.]

2). Les tremblements de terre destructeurs ou non ayant ébranlé plus de 10000 *ris* carrés [1 $ri^2 = 15\,\mathrm{km}^2$, 4238] montrent la même tendance, mais moins accusée.

3). Il n'y a pas de relation entre les variations de la latitude et les nombres de chocs séismiques sensibles.

La possibilité que les grands tremblements de terre puissent affecter la direction de l'axe polaire a été l'objet d'une recherche théorique de la part de Kövesligethy[2]; cet auteur en conclut que le déplacement des masses internes, en conséquence d'un grand tremblement de terre, peut changer la position du pôle dans le sens radial par rapport à son foyer d'environ — 0",00244, cette valeur négative signifiant qu'il s'agit d'un effet d'amortissement des petites perturbations périodiques de la direction de l'axe terrestre. Ce serait, pense-t-il, un fait analogue à ce que, dans les régions de plus grandes anomalies de la pesanteur, les couches terrestres manifestent par des tremblements de terre leur tendance à un état d'équilibre plus stable. Au moyen du calcul des déplacements (hypothétiques) dus aux 198 principaux tremblements de terre observés de 1895 à 1898, Kövesligethy estime que leur travail mécanique moyen serait capable de soulever de 1 ^{mm},2 à la surface de la terre une masse égale à la sienne propre, ce qu'il faut seulement entendre de l'ordre de grandeur de l'effort mis en œuvre.

Brillouin[3] a envisagé la question d'une manière un peu différente

[1] Note on the relation between earthquakes and changes in latitude (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1904, n° 18, p. 13).

[2] Ueber die Energie grosser Erdbeben (*Die Erdbebenwarte*, 1904, III, 196).

[3] Mouvement du pôle à la surface de la terre (*C. R. Ac. Sc.*, 1906, CXLIII, p. 439).

de ses devanciers. D'après lui, les courbes de la position du pôle instantané de rotation de la terre se composent de parties régulières, dont le rayon vecteur décroît progressivement, et de partie irrégulières à variations rapides. Elles suggèrent immédiatement l'idée d'un mouvement naturellement amorti, qui subit de temps en temps des lancés nouveaux. Par exemple, de 1890, 0 à 1892, 5, mouvement régulier; vers 1891, 7, un lancé violent, correspondant au grand tremblement de terre du Japon central du 28 octobre, et suivi d'une période troublée d'une année environ, puis un mouvement régulier jusqu'en 1895. Le mouvement du pôle se composerait :

1°, d'un petit mouvement périodique d'un mois lunaire d'origine externe, et d'une amplitude de + 0″,142 environ;

2°, de mouvements produits par des causes internes, agissant quelquefois d'une manière brusque, à des époques très variées;

3°, du mouvement naturel amorti consécutif, le rayon vecteur et l'aire décrite ayant un amortissement distinct, peut-être variable avec la modification interne origine.

Ce serait le second mode de mouvement qui aurait une cause interne séismique. Mais cette dépendance, déduite d'une coïncidence unique, serait une base bien fragile pour une conséquence de cette importance.

Enfin, Kövesligethy [1] a tout récemment émis une ingénieuse hypothèse, malheureusement non susceptible d'être vérifiée par l'observation. D'une théorie analytique de la détermination des éléments qui définissent un tremblement de terre, et en particulier de son foyer, il conclut à l'existence de séismes internes, incapables de se propager jusqu'à la surface terrestre. Ils correspondraient à des déplacements de masses avec lesquels les déplacements polaires seraient en dépendance.

Cette curieuse relation, dont il faut cependant réserver prudemment encore la réalité avec Cancani, est peut-être la plus plausible de toutes celles dont l'étude a été exposée dans ce chapitre; en effet, elle correspond clairement aux phénomènes géologiques accompagnant les grands tremblements de terre, c'est-à-dire les failles, plissements, chevauchements et charriages, dont au moins les premiers se produisent encore de nos jours comme continuation des poussées oro-tectoniques de l'époque tertiaire et qui tous impliquent des modifications profondes dans la position des masses des couches terrestres affectées. Comme ces mouvements géologiques et séismiques concomitants

[1] Seismonomia (*Boll. soc. sism. ital.*, 1906, XI, p. 113).

sont restreints aux derniers géosynclinaux, l'hypothèse de Kövesligethy se trouve d'accord avec les phénomènes géologiques. Ces mêmes déplacements peuvent ne pas se manifester à l'extérieur, et c'est le cas des plissements et des charriages que bien des géologues supposent se produire en profondeur. Enfin si, comme on le pense généralement aujourd'hui, les grands tremblements de terre résultent des efforts de réajustement des voussoirs terrestres le long des failles qui les séparent et qui tendent à une position plus stable, il y aura encore déplacements de masses. Dans tous les cas, la position du pôle pourra être légèrement perturbée. C'est très vraisemblablement l'accumulation de ces changements du pôle qui serait seule discernable, dans les années d'activité séismique maximum, ou par suite d'une plus longue élongation du pôle par rapport à sa position moyenne.

C'est seulement pour mémoire que l'on rappellera ici les coïncidences parfois rencontrées, comme dans la Russie méridionale et la plaine indo-gangétique, entre les anomalies de la gravité et des régions plus ou moins instables. Ces cas intéressants ont été étudiés dans la *Géographie Séismologique*.

Un autre genre des phénomènes de la géophysique est à examiner quant à des rapports possibles, mais non encore démontrés toutefois, avec les manifestations séismiques : il s'agit de l'électricité et du magnétisme.

Très souvent, les tremblements de terre ont été rapprochés des manifestations électriques du sol et de l'atmosphère, et, comme bien l'on pense, il existe, pour expliquer les ébranlements séismiques, des théories purement électriques, mais dont l'intérêt n'est plus qu'historique ; elles ont d'ailleurs pris naissance au milieu du XVIII[e] siècle, c'est-à-dire à une époque où les connaissances sur les deux ordres de phénomènes étaient encore très insuffisantes. Moins anciennement, lorsque fut reconnu le lien étroit qui lie le magnétisme à l'électricité, on a recueilli avec complaisance un grand nombre de cas de coïncidences plus ou moins exactes, et les aurores boréales sont venues s'y ajouter naturellement, en même temps que les taches solaires, la communauté de période undécennale des unes et des autres ayant été assez généralement admise depuis les travaux de Wolff sur ce sujet. Le nombre de ces soi-disant coïncidences [1] pourrait faire illusion si l'on ne tenait pas compte de l'extrême

[1] Boué. Parallele der Erdbeben, des Nordlichter und der Erdmagnetismus sammt ihrem Zusammenhang mit der Erdplastik sowohl als mit der Geologie (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss.*, XXII, p. 395. Wien, 1857).
Baratta. Catalogo dei fenomeni elettrici e magnetici apparsi durante i principali terremoti (*R. c. Soc. ital. di elettricità*, maggio, 1891).

imprécision qui entache la plupart des faits allégués, ni de la facilité avec laquelle on estime, quant aux lieux et au temps, qu'il y a coïncidence. D'un autre côté, la fréquence véritable des tremblements de terre est telle qu'il serait plutôt surprenant qu'une perturbation électrique, par exemple, ne se fût pas produite quelque part, en un lieu plus ou moins voisin et à quelque temps assez rapproché d'intervalle d'un séisme déterminé. Il serait donc presque puéril de rapporter quelques-uns de ces faits, même choisis parmi le petit nombre de ceux qui semblent les plus frappants, et en faveur de la corrélation supposée.

En ce qui concerne les phénomènes électriques, on se contentera d'exposer les considérations exposées par Shida et les observations systématiques de Milne.

Shida a été amené à cette recherche [1] en voulant confirmer le lien intime que bien des séismologues, sur la foi de statistiques insuffisamment discutées, ont cru exister entre le magnétisme terrestre, les aurores polaires, les taches du soleil et les courants telluriques d'une part, entre ces derniers, les tempêtes et les tremblements de terre d'autre part. Il y aurait de la sorte six phénomènes naturels en dépendance mutuelle. Seule, la relation entre les courants telluriques et les séismes est à examiner ici, et du résultat des observations il s'ensuivra, ou non, une dépendance avec tous les autres phénomènes, en admettant qu'ils soient eux-mêmes en relation mutuelle, ce qu'il n'y a pas lieu d'examiner ici.

Shida distingue nettement, et avec raison, les lentes variations normales, diurnes ou annuelles des courants telluriques et les variations irrégulières auxquelles on donne le nom de tempêtes électriques. De même que les premières semblent manifester, avec les variations régulières du magnétisme terrestre, les aurores polaires et les taches du soleil, un remarquable parallélisme que, d'ailleurs, tout le monde n'admet pas, de même aussi, conclut Shida, les tempêtes électriques sont intimement liées à tous ces autres phénomènes. Quant à la corrélation avec les tremblements de terre, il s'appuie, pour la démontrer, sur des faits beaucoup trop contestables pour qu'on puisse s'y arrêter, même un instant ; ainsi, parmi les trois exemples qu'il cite, se rencontre le séisme du 12 juin 1873, en Égypte, précédé, *quelques jours auparavant*, par des courants anormaux dans les lignes télégraphiques de Londres à Valentia et accompagné d'une éruption de l'Hécla, en Islande, du 12 au 19 du même mois. Les

[1] Earth-currents (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1886, IX, part I)

deux autres cas comportent, pour le temps et les lieux, des différences du même ordre. Il était intéressant de montrer, une fois pour toutes, la fragilité des faits sur lesquels reposent ces relations.

Milne [1], au contraire, a exécuté des observations suivies à Tokyo, du 9 octobre 1888 au 30 septembre 1889, sur les variations de l'électricité atmosphérique au moyen d'un électromètre pourvu d'un dispositif photographique. De ses conclusions sur le nombre de relations constatées entre les phénomènes séismiques et électriques, il semblerait que la position de l'aire ébranlée par rapport à Tokyo exerce une influence sur le plus ou moins de fréquence de leur corrélation mutuelle. Mais il suffit de reproduire parmi ses graphiques celui du 19/20 avril 1889, par exemple, pour se convaincre que toute relation générale est inadmissible.

Tout n'est cependant point à rejeter dans le travail de Milne, et il faut en retenir au moins ses expériences au sujet des effets des tremblements de terre artificiels (explosions de dynamite) sur les courants telluriques. A des distances de 10 à 30 pieds du point d'explosion, il avait enfoncé dans le sol une barre de fer, réunie par un fil métallique à une autre barre plantée à un demi-mille de distance, de l'autre côté d'un fossé plein d'eau. Près de l'extrémité du circuit était inséré un galvanomètre, et on avait placé un plat de mercure à la surface duquel pouvaient être observés les ébranlements du sol causés par l'explosion. Avant l'arrivée du bruit et avant toute vibration du mercure, le galvanomètre accusait une déviation de 10 à 40 degrés, toujours dans la même direction et qui s'éteignait tantôt de suite, tantôt jusqu'à une heure après seulement. Quand la première barre était placée à une distance de 150 mètres du point d'explosion, il n'y avait plus de déviation du galvanomètre. D'après Milne, la déviation dans le premier cas s'explique probablement par un effet du mouvement mécanique de la barre sur son état électrique, et il ajoute que les courants telluriques plusieurs fois constatés au moment des tremblements de terre pouvaient être considérés comme dus aux perturbations introduites par les vibrations séismiques au sein des couches terrestres. En effet, il a pu observer des cas de coïncidence bien définie, par exemple le 8 avril 1889, à XII h. 48'. Il serait ainsi permis d'admettre qu'il n'y a pas toujours eu coïncidence purement fortuite lorsque, dans les catalogues de Boué, de Baratta et d'autres, les deux phénomènes sont donnés comme

[1] Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XV, p. 135).

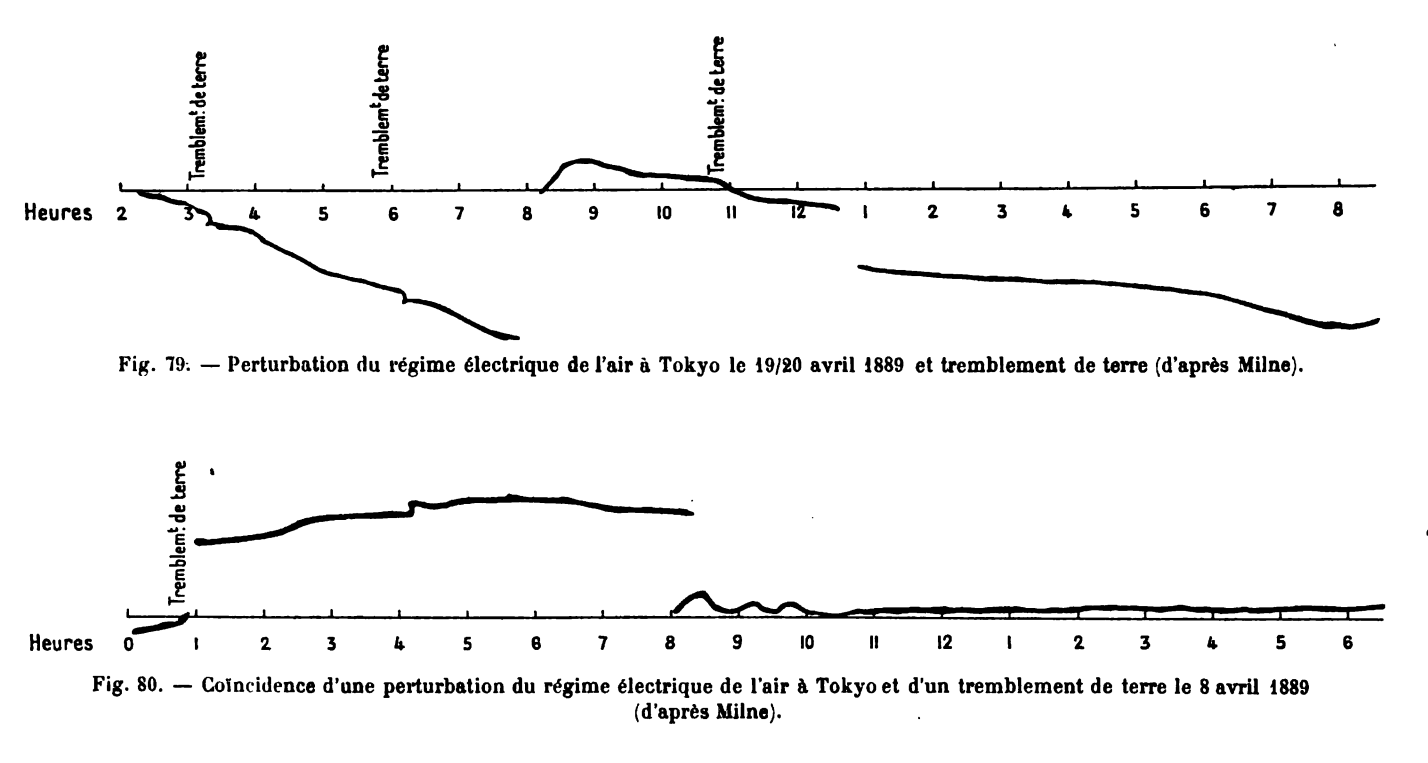


Fig. 79. — Perturbation du régime électrique de l'air à Tokyo le 19/20 avril 1889 et tremblement de terre (d'après Milne).

Fig. 80. — Coïncidence d'une perturbation du régime électrique de l'air à Tokyo et d'un tremblement de terre le 8 avril 1889 (d'après Milne).

s'étant produits simultanément. Quoi qu'il en soit, le lien entre les deux phénomènes perdrait tout caractère de généralité.

Les faits ne se passent pas exactement de la même façon pour les phénomènes magnétiques, malgré leur parenté avec les précédents. Tout à l'heure, un effet mécanique, ou séismique, semble avoir donné lieu à une perturbation électrique par transformation d'énergie, tandis que, dans le cas du magnétisme, l'effet des vibrations d'un tremblement de terre peut être tout à fait direct ; en d'autres termes, les magnétomètres peuvent se comporter comme de véritables microséismographes, de même que les niveaux sensibles des instruments astronomiques. Parmi beaucoup d'autres cas, cela s'est notamment produit à Vienne et à Pola, lors du grand tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 [1].

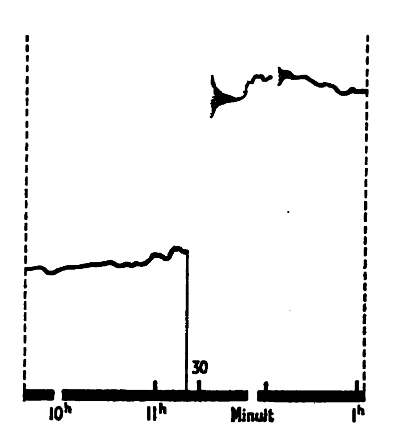


Fig. 81. — Perturbation magnétique à Vienne lors du tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 (d'après Liznar.)

Les choses ne se présentent pas toujours avec la même simplicité. Ainsi, parmi les tremblements de terre d'Italie, en 1895 et 1896, il en est qui, au lieu d'actionner tous les magnétographes de l'Europe et de l'Amérique, n'ont été enregistrés que par les plus éloignés. Milne [2] a suggéré plusieurs explications de ce fait étrange. S'il y a eu effet mécanique direct, il pourrait se faire que le substratum des différents observatoires fût plus ou moins favorable à sa transmission. Cela n'est guère admissible, car de semblables différences n'ont jamais été signalées pour les téléséismes, c'est-à-dire les tremblements de terre dont les vibrations, devenues insensibles à l'homme à cause de la distance, s'en vont actionner les appareils des observatoires les plus éloignés. Il est bien clair que des extinctions locales devraient atteindre aussi ces mouvements mécaniques, si la suggestion de Milne était fondée. Mais la constitution des couches pourrait être plus ou moins favorable à la propagation de la perturbation pure-

[1] Liznar. Einfluss der Erdbeben vom 14. April 1895 auf die Magnetographen in Pola und Wien nebst einigen Bemerkungen über die Wirkungen der Erdbeben auf magnetische Variations-Apparate überhaupt (*Met. Zeitschr.*, Juli 1895, p. 261).

[2] On certain disturbances in the records of magnetometers and the occurrence of earthquakes (*Brit. Ass. for the adv. of sc.; Third rep. of the Comm. on seismic invest.* Bristol Meeting, 1898, p. 227).

ment magnétique, s'il s'agit d'un phénomène de ce genre. D'un autre côté, les appareils magnétiques n'étant pas les mêmes dans les divers observatoires, peut-être ne sont-ils pas également sensibles aux vibrations séismiques. Milne regarde donc avec raison comme encore insuffisamment démontrée l'existence d'ondes magnétiques causées par les tremblements de terre. Quoi qu'il en soit, la question n'est pas résolue, et beaucoup admettent maintenant que les séismes peuvent agir sur les appareils magnétiques de deux façons différentes, mécaniquement et magnétiquement, par exemple Messerschmidt[1], à la suite de l'examen des variations magnétiques observées à Munich, en 1903, notamment.

Il faut se garder de confondre ce mode de perturbations brusques, momentanées et directement produites, soit mécaniquement, soit magnétiquement, avec les « tempêtes magnétiques » dont la durée peut atteindre jusqu'à plusieurs journées. Il s'en est produit, par exemple une très générale en Europe, le 31 octobre 1903, et Belar[2] a montré qu'elle ne pouvait être mise en relation ni avec les périodes d'activité séismique qui se sont produites autour de cette date, ni avec le grand tremblement de terre de Tourchiz (Perse) du 2 novembre. Cette conclusion négative doit très vraisemblablement être étendue à la plupart des cas analogues, relatés dans les listes de coïncidences si souvent établies en vue de prouver la corrélation des deux phénomènes, et contrairement à l'opinion de Zenger[3] et de beaucoup d'autres observateurs qui se contentent facilement.

On peut encore envisager le problème d'une autre manière, au moyen des courbes d'égales valeurs des éléments magnétiques déterminées à la surface des pays instables. Ces courbes varient avec le temps, et l'on s'est demandé si un grand tremblement de terre ne pourrait pas influer sur ces changements. C'est ce qu'ont recherché Tanakadate et Nagaoka[4], en comparant une reconnaissance magnétique du Japon central après le tremblement de terre du 28 octobre 1891 avec les résultats obtenus antérieurement, en 1887. Le fait que, dans l'intervalle des deux opérations, c'est l'intensité

[1] Beeinflussung der Magnetographen-Aufzeichnungen durch Erdbeben und einige andere tellurische Erscheinungen (*Sitzungsb. d. mat.-phys. kl. d. Kgl. Ak. d. Wiss.*, 1906, XXXV, II. München).

[2] Ueber die Ursachen der grossen magnetischen Störungen an 31. Oktober 1903, und ihre Folgeerscheinungen (*Die Erdbebenwarte*, 1903-04, III, p. 77).

[3] Sur les perturbations atmosphériques, magnétiques et séismiques du mois de février 1892 (*C. R. Ac. Sc.*, 1892, CXIV, p. 566).

[4] The disturbance of isomagnetics attending the Mino-Owari earthquakes of 1891 *Journ. Coll. Sc. imp. Univ. of Tokyo*, 1892, V. part II, p. 169).

horizontale qui avait, de tous les éléments, subi les changements les plus considérables, leur a fait penser que la cause n'en devait pas être cherchée bien profondément, et qu'elle pourrait être attribuée aux perturbations apportées par le tremblement de terre aux efforts tectoniques auxquels sont soumises les couches terrestres superficielles. Cette manière de voir leur paraissait être confirmée par la convergence que ces mêmes lignes montraient, en 1883, vers Hamada, c'est-à-dire vers un point qui avait été, en 1872, le siège d'un violent tremblement de terre. Ces observateurs réservent toutefois leur opinion définitive, jusqu'à ce que de nouvelles études aient été faites dans cette voie. Il semblerait que du travail de Tanakadate et Nagaoka l'on puisse tirer une autre indication en faveur de la suggestion qu'ils ne font qu'énoncer, sans en affirmer l'exactitude. Considérant, en effet, les lignes d'égale inclinaison, il est visible que, le long du flanc oriental de la chaîne de séparation entre le lac Biwa et la plaine de Gifu-Nagoya, elles présentent une ligne d'anomalies qui n'est pas très éloignée de la faille ouverte dans la vallée de Néo par le tremblement de terre de 1891. N'y aurait-il donc pas corrélation entre tous ces phénomènes? La question peut se poser dans ce sens, et c'est bien l'opinion de Ricco[1] pour la Sicile orientale et la Calabre méridionale. Mais le fait que la carte magnétique d'Italie, de Palazzo[2], ne montre que ce seul cas d'anomalies magnétiques en coïncidence avec une région instable rend cette suggestion bien fragile, malgré la confirmation que l'on pourrait être tenté de trouver dans la carte des lignes isogoniques de Mindanao[3], dont les anomalies figurent une ligne à peu près parallèle à la vallée du Rio Agusan et située sur le versant oriental des montagnes de l'Ouest, à peu près, par conséquent, comme dans le Japon central. Or, la vallée de ce fleuve est une région bien définie d'instabilité.

Les isogones du Nord de l'Inde paraissent avoir une marche générale parallèle à l'Himalaya[4], mais, dans le Cachemire et le Haut-Pendjab, elles se dilatent de façon à couvrir la région instable correspondante. Ce fait aurait une signification intéressante si tout le reste du Sud de la chaîne était stable, ce qui n'est pas, et si, à

[1] Anomalie del magnetismo terrestre in relazione alle anomalie della gravità ed alla attività sismica nella Sicilia orientale (*Mem. soc. d. Spettroscopisti ital.*, XXXIII, 1904).

[2] Carta magnetica della isodinamiche d'Italia (*Atti d. V. Congr. geogr. ital. tenuto in Napoli dal 6 al 11 aprile 1904*, II, Sez. I., p. 51. Napoli, 1905).

[3] Saderra y Maso. Lineas isogonas e isoclinas, isla de Mindanao (*Bull. of the Philippine Weather Bureau*, October 1902).

[4] Günther. *Handbuch der Geophysik*, I, p. 580 (Stuttgart, 1897).

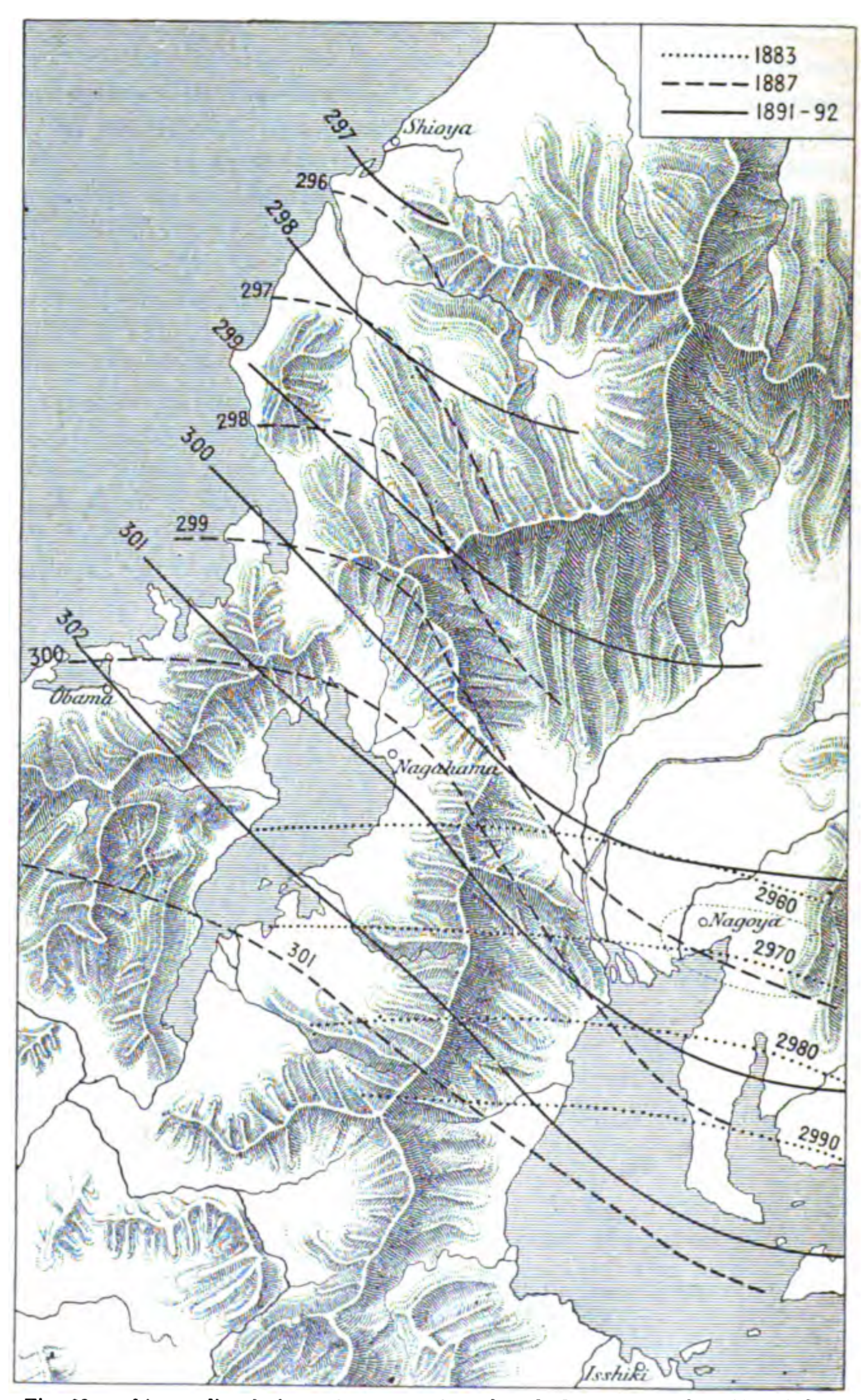


Fig. 82. — Lignes d'égale intensité magnétique dans le Japon central en 1883, 1887 et 1891-92 (d'après Tanakadate et Nagaoka).

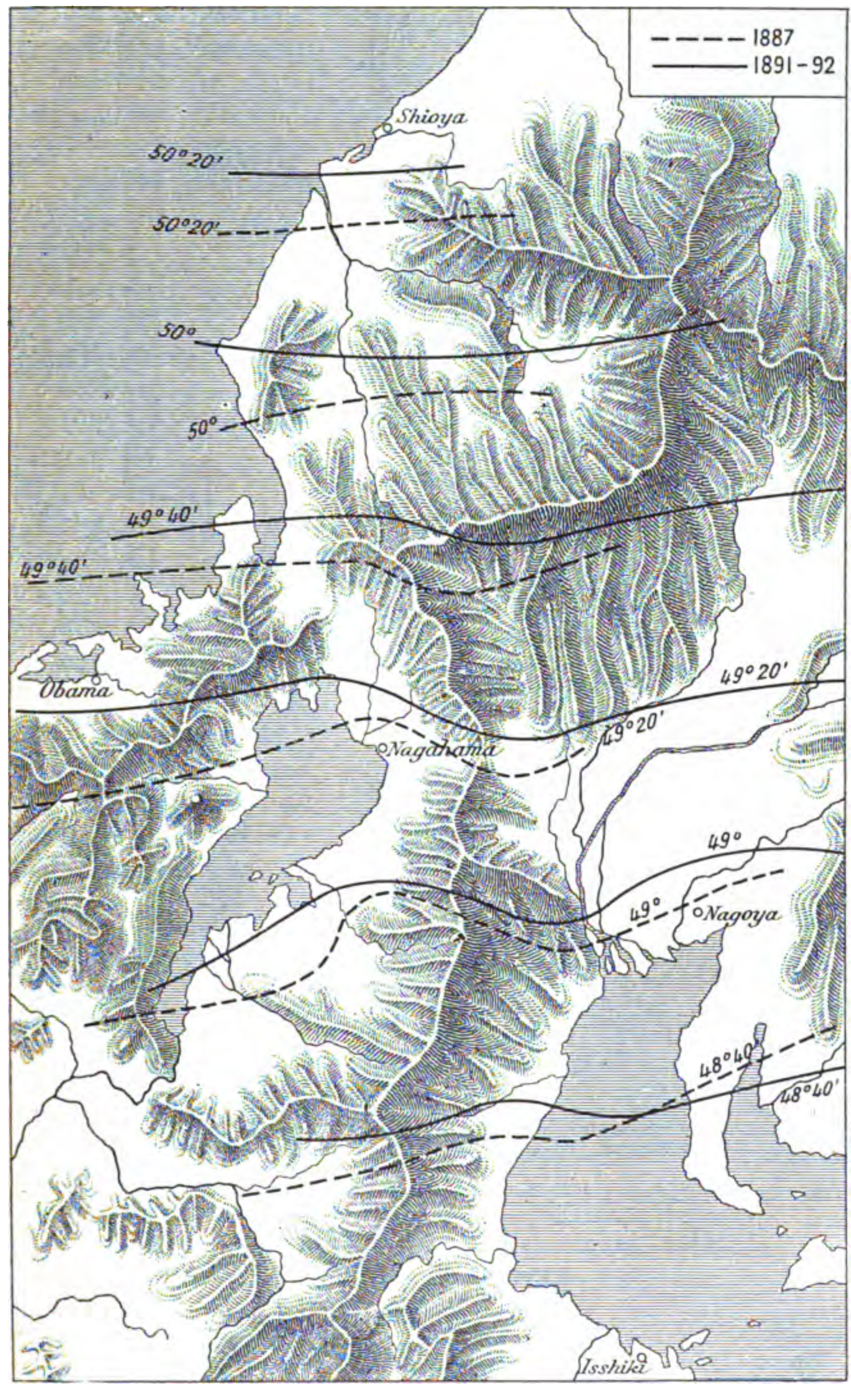
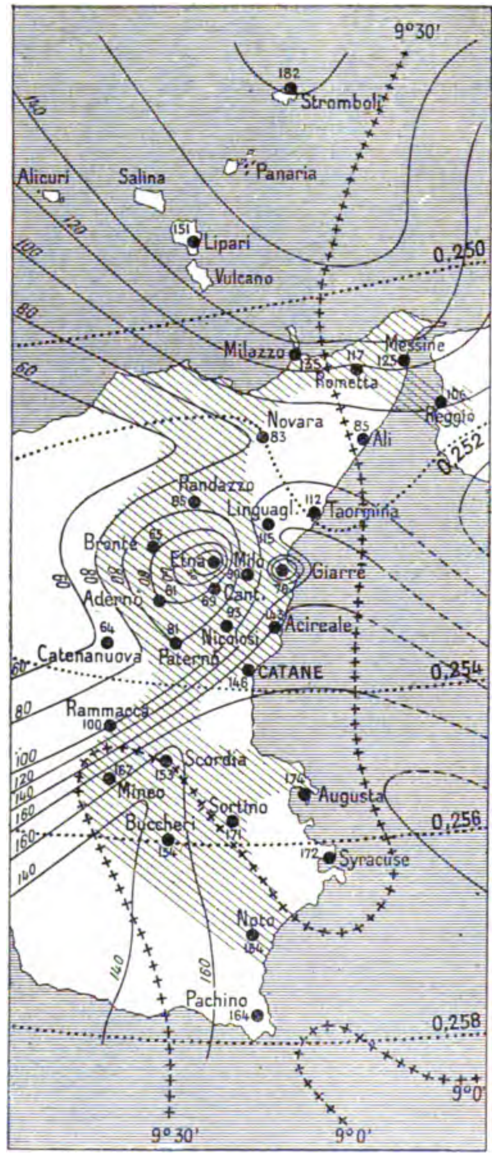


Fig. 83. — Lignes d'égale inclinaison magnétique dans le Japon central en 1887 et 1891-92 (d'après Tanakadate et Nagaoka).



● *Stations d'observation de la gravité*

——— *Lignes d'égales anomalies de gravité*

++++ *Lignes d'égale déclinaison magnétique*

.... *Lignes d'égale composante horizontale de l'intensité magnétique*

▨ *Aires principales d'activité séismique*

Fig. 84. — Anomalies magnétiques en Sicile (d'après Riccò).

l'Est, ces lignes se dilataient aussi sur l'Assam. De la même façon, la dislocation des « Palissades » dans la Nouvelle-Angleterre et celle du lac Wener dans le Sud de la Suède correspondent respectivement à des anomalies des courbes magnétiques et, en même temps, à des régions pénéséismiques. Par contre, on peut citer les régions aséismiques du Harz et du Fichtelgebirge d'une part, des environs de Moscou d'autre part, comme présentant les mêmes circonstances magnétiques.

D'un autre côté, en France, le bassin de Paris présente une très remarquable zone d'anomalies magnétiques [1] dans une région d'une aséismicité presque absolue. Dans ces conditions, il est difficile d'affirmer que la disposition mutuelle relative des régions séismiques et des anomalies magnétiques dans le Japon central, la Sicile, Mindanao et l'Himalaya correspondent à une

[1] Moureaux. L'anomalie magnétique du bassin de Paris (*Bull. soc. astron. France*, Janvier 1904, p. 25).

réelle et constante corrélation entre ces phénomèmes, du moins si l'on veut en tirer une conclusion générale.

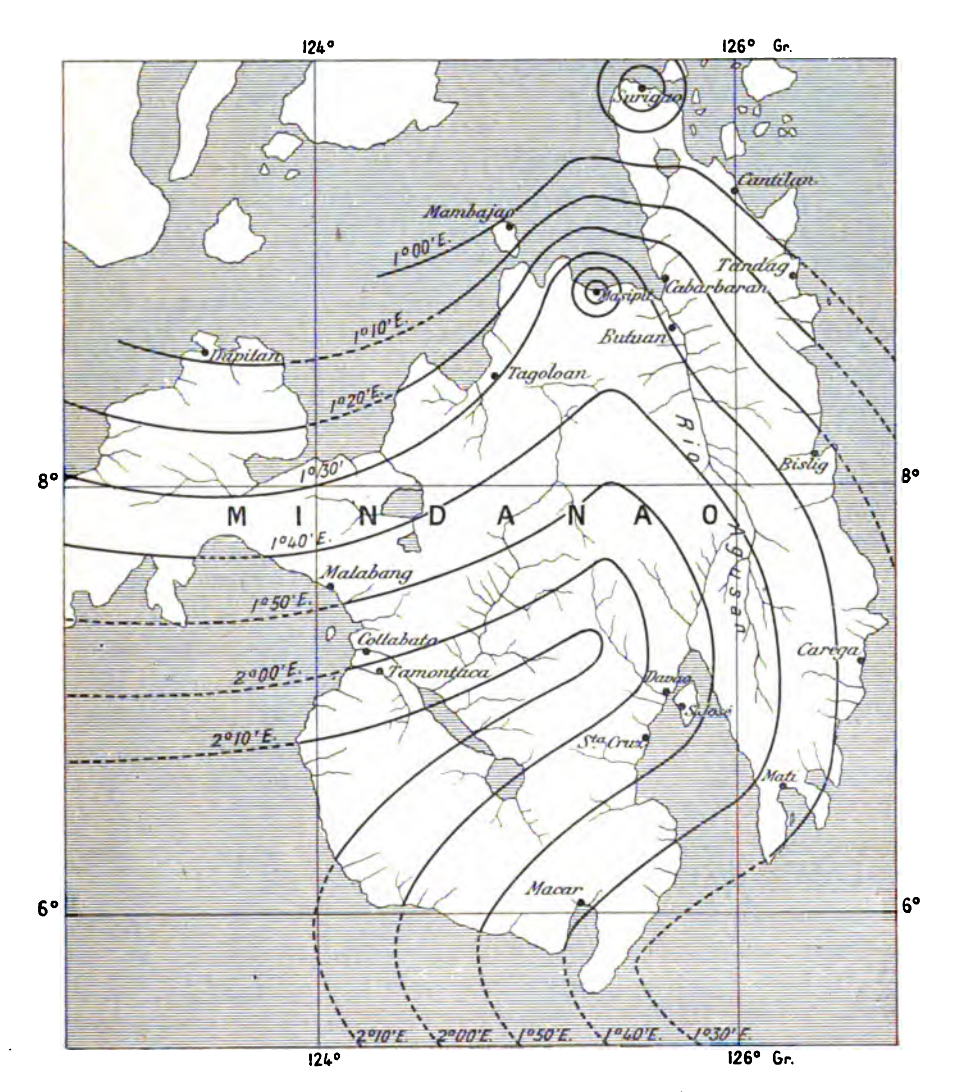


Fig. 85. — Lignes isogoniques de Mindanao (d'après Saderra y Masó).

Les cas favorables et défavorables à une dépendance se font équilibre.

Les phénomènes volcaniques ne sont pas non plus sans présenter quelques faits intéressants, à ce même point de vue. Brunhes et

David[1] pensent que toutes les roches volcaniques manifestent, à des degrés divers, la propriété de posséder une aimantation rémanente stable, dont la direction, définie dans une carrière donnée, diffère en général de la direction du champ terrestre actuel et donne probablement la direction du champ magnétique terrestre à l'époque où la roche s'est solidifiée. Cette direction, en Auvergne, s'est montrée la même pour des coulées de lave et pour la couche d'argile cuite située au-dessous. Ces observations ont été confirmées par Folgheraiter[2], pour les environs du petit volcan éteint de Coppaeli, dans les environs de Rieti, en Ombrie, où des anomalies magnétiques correspondent à une coulée de lave et à une petite région séismique.

De tout cela, il résulte que l'influence mutuelle des phénomènes magnétiques et séismiques reste encore à élucider, et l'on ne peut se prononcer actuellement dans un sens ou dans l'autre sans risquer de dépasser la portée des observations, comme le pense judicieusement Agamennone[3].

La recherche d'une corrélation possible, en tout cas espérée, entre les phénomènes séismiques et les coups de grisou dans les mines de houille a suscité des recherches d'autant plus ardentes qu'il s'agissait de prévoir un fléau redoutable, et que le mouvement séismique propagé dans les couches terrestres semblait *a priori* capable non seulement de faciliter le dégagement des gaz inclus dans les couches du combustible minéral, mais encore de permettre de le prévoir. L'intérêt du problème est donc considérable, mais malheureusement, il faut bien le reconnaître, le succès n'a pas répondu à ces efforts, et les tremblements de terre ne peuvent en rien servir à pronostiquer ces dangereuses explosions.

Dès 1880, De Rossi[4] préconisait, pour l'étude de cette question, l'observation simultanée des tromomètres et des séismographes d'une part, du baromètre d'autre part, et, en 1885, Walton Brown[5] devançant, comme beaucoup d'autres, les résultats précis d'une observation plus exacte, pensait que, selon toute probabilité, l'étude

[1] Sur la direction d'aimantation dans des couches d'argile transformée en brique par des coulées de lave (*C. S. Ac. Sc.*, 1901, CXXXIII, p. 155).

[2] Il vulcanetto di Coppaeli (Rieti) (*Boll. soc. sism. ital.*, 1901-02, VII, p. 283).

[3] Contributo alla storia del magnetismo terrestre ed allo studio della correlazione fra i terremoti e le perturbazioni magnetiche (*Id.*, 1902-03, VIII, p. 257).

[4] Sulla propagazione degli scopi del *grisou* nelle miniere di carbon fossile (*Bull. vulc. ital.*, 1880, VII, p. 145).

[5] On the observations of earth shakes or tremors in order to foretell the issue of sudden outburst of fire damps (*Trans. N. England Institute Min. Engin.*, 1885, XXXIII, XXXVII).

des mouvements microséismiques dus au passage des gaz dangereux dans les fractures doit conduire à la prédiction des coups de grisou. Nombreuses ont été les affirmations dans ce sens, et Fr. Laur s'y est particulièrement distingué dans une série de communications à l'Académie des sciences de Paris, de 1882 à 1887; il y ajoutait naturellement l'influence des baisses barométriques qui favorisent théoriquement, on ne saurait le nier, les dégagements des gaz hydrocarbonés dangereux ou de l'air chargé de poussières charbonneuses, sans oublier une corrélation avec les paroxysmes du jaillissement de l'eau et de l'acide carbonique au trou de sonde de Montrond (Loire)[1] ni, bien entendu, les éruptions volcaniques en général et les taches solaires. Le baromètre fournissait une complaisante et commode liaison entre tous ces phénomènes. Ces recherches ont été résumées et exposées par Van den Broeck[2], qui a encore élargi le problème en ajoutant les variations magnétiques au cortège des phénomènes soi-disant concomitants. Tout en laissant une petite place au doute, ce savant fait état de deux coups de grisou dans les mines belges qu'il trouva en coïncidence avec des séismes et des éruptions volcaniques en Europe, en Amérique et en Asie ! L'emploi de ce procédé est toujours facile, en raison du nombre considérable des tremblements de terre qui ébranlent annuellement la surface du globe, comme l'a montré Rudolph[3], par exemple, en recueillant, pour l'année 1903, 4760 macroséismes ; et ce chiffre s'augmentera certainement, au fur et à mesure du développement de cet intéressant collecteur d'informations qu'est devenue pour le monde entier la station séismologique de Strasbourg, et lorsque de grandes régions instables, comme le Pérou et le Chili, auront fini par se mettre à l'étude systématique des tremblements de terre. Si l'on considère aussi que Milne[4] n'estime pas à moins de 30 000 le nombre annuel des séismes, il est certain que, puisque l'on ne tient compte ni de la distance, ni de différences notables de temps, on trouvera toujours un tremblement de terre

[1] Influence des baisses barométriques sur les éruptions de gaz et d'eau au Geyser de Montrond (Loire) (*C. R. Ac. Sc.*, 1883, I, p. 1426).

[2] Les prévisions grisouteuses. Recherches préliminaires faites à l'occasion des « avertissements » de M. Francis Laur. Analyse des faits et observations complémentaires relatives à l'exposé des données fournies par les éléments magnétiques (*Bull. Soc. belge de Géol.. Paléont. et Hydrol. Section permanente d'étude du grisou*, Mém. n° 2. Bruxelles, 1899). — *La météorologie endogène et le grisou*. Causerie faite à Béthune le 3 juillet 1898 (Lille, 1899).

[3] Katalog der im Jahre 1903 bekannt gewordenen Erdbeben im Auftrage d. k. Hauptstation für Erdbebenforschung zu Strassburg i. E. (*Beitr. zur Geoph.*, Ergänzungsband III, 1905).

[4] Recent advances in seismology. Backerian lecture (*Proc. Roy. Soc. of London*, A, LXXVII, p. 365, 1906).

auquel on pourra attribuer le rôle d'avant-coureur d'un coup de grisou déterminé. Cette simple remarque suffit à faire irrémédiablement condamner la corrélation supposée, du moins tant qu'on n'aura pas constaté, un grand nombre de fois, que, dans un pays houiller, ces redoutables explosions se sont produites immédiatement après un tremblement de terre de la région ou de son voisinage immédiat, ce qui n'a jamais été encore observé.

Malgré cette facilité d'appréciation d'une coïncidence quant au temps et à l'espace, Van den Broeck se base sur deux coups de grisou dont il donne en même temps la cause accidentelle, ce qui infirme toutes les conclusions que l'on en voudrait tirer : « C'est précisément le 13 août [1898], jour de la deuxième déviation magnétique constatée à Uccle, en coïncidence avec le deuxième tremblement de terre de Sicile (période séismique de Messine du 13 au 24 août) et avec les fortes éruptions du Vésuve, et une semaine après le premier avertissement magnétique ayant accompagné, le 6 août, en Belgique, le premier mouvement sismique de Sicile, de Grèce et de Clermont-Ferrand, qu'une forte émission grisouteuse a provoqué (charbonnage de Mariemont), par l'*adjonction d'une cause accidentelle d'allumage*, l'explosion dont la possibilité avait été prévue dès le 7 août par M. F. Laur... Il est intéressant de remarquer que déjà au commencement de la semaine, par conséquent le 8 ou 9 et en coïncidence avec une forte dépression barométrique du 8 au 9 août dans ces parages, soit déjà deux ou trois jours après la date de la première déviation magnétique qui, le 6 août, avait coïncidé avec les premiers phénomènes séismiques mentionnés, il y avait eu, dans le même charbonnage, une forte émission grisouteuse *résultant d'une communication avec d'anciens travaux*. Il est à noter qu'à une exception près, reconnue il y a 25 ans, il n'était jamais arrivé d'accident grisouteux au charbonnage de Mariemont. » Ce texte se condamne de lui-même, et il faut s'en tenir jusqu'à nouvel ordre au prudent énoncé de Forel[1], ne visant, en définitive, qu'une possibilité : « *Il faut redoubler de précautions contre le grisou les jours qui suivent un tremblement de terre dont l'aire sismique s'est étendue jusqu'au territoire de la mine à protéger.* » Forel, sans apporter de fait à l'appui de son conseil, s'en tenait simplement à la manière d'être des chocs consécutifs aux grands tremblements de terre qu'il croyait capables d'aider au dégagement du gaz dangereux.

On a attribué une grande importance et un caractère probant

[1] Tremblements de terre et grisou (*C. R. Ac. Sc.*, 1887, p. 833).

aux observations faite en 1886 à la fosse d'Hérin (Mines d'Anzin) par Chesneau[1], conformément aux idées émises en 1883 par de Chancourtois[2]. C'est qu'il en est résulté un graphique qui serait très suggestif s'il n'était isolé. On y voit, en effet, le dégagement grisouteux commencer neuf heures environ après les perturbations barométriques et microséismiques qui, l'une et l'autre, avaient débuté à peu près à la même heure. Malheureusement, c'est le seul cas concret qui ait été jusqu'à présent constaté, ou publié. Étant donnée l'activité des recherches exécutées dans ce sens, on peut être assuré qu'il est unique, et il n'y faut voir provisoirement qu'un cas d'heureux hasard. Quoi qu'il en soit, les espérances qu'on avait eues de pouvoir pronostiquer à l'avance les coups de grisou ne sauraient être fondées sur un seul cas de ce genre. Il n'est donc pas surprenant que les procès-verbaux (1899-1902) de la section d'étude permanente du grisou, établie au sein de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, ne contiennent que des discussions intéressantes, mais parfaitement stériles : il ne s'y rencontre aucun fait ayant une valeur démonstrative. Le

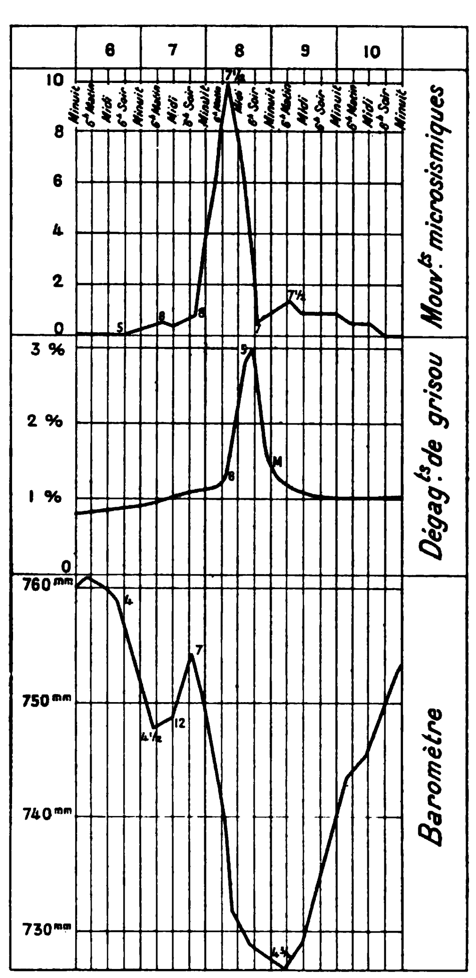


Fig. 86. — Diagramme chronologique des phénomènes barométriques, séismiques et grisouteux notés à la mine d'Hérin (Anzin) du 6 au 11 décembre 1886 (d'après Chesneau).

[1] De l'influence des mouvements du sol et des variations de la pression barométrique sur le dégagement du grisou (*Ann. des mines*, 1888, XIII, p. 389).

[2] Sur un moyen de prévenir les dégagements de grisou (*C. R. Ac. Sc.*, 1883, I, p. 1 319)

développement donné ici à cette recherche illusoire d'une corrélation entre les phénomènes séismiques et grisouteux ne se justifie que par l'intérêt pratique et humanitaire du problème ; sinon, il eût été passé sous silence, avec beaucoup de corrélations tout aussi peu confirmées à la suite de la sévère critique nécessaire en de telles matières.

Beaucoup pensent encore, et rien n'empêche de faire provisoirement cette concession, que l'emploi de séismoscopes ou de séismographes peu sensibles a été, jusqu'à présent, le principal facteur de l'insuccès des recherches relatives à la prévision des coups de grisou au moyen des pulsations terrestres. Cette opinion, énoncée par Milne[1] en 1894, reste encore vraie en 1906[2]. C'est donc à l'avenir de décider de la question par l'emploi des appareils les plus récents.

En résumé, que reste-t-il des innombrables travaux consacrés à la recherche des relations supposées, souvent *a priori* ou sur la foi de quelques coïncidences fortuites, entre les tremblements de terre et des phénomènes variés extérieurs à l'écorce terrestre? Rien ou presque rien. C'est peut-être une moitié de la littérature séismologique qui disparaît ainsi sans retour, on devrait l'espérer ; et quels progrès auraient été faits, si on avait consacré autant d'efforts à la recherche des influences géologiques sur la genèse des ébranlements du sol, au lieu de s'attarder dans ces voies décevantes. Comme on l'a dit souvent, le globe terrestre est un immense organisme en quelque sorte vivant, dont toutes les parties sont solidaires les unes des autres. Une perturbation en un point de la colossale machine se répercute plus ou moins dans tout l'ensemble, mais d'une manière pour ainsi dire infinitésimale. C'est dans ce sens seulement que beaucoup de phénomènes, pratiquement indépendants les uns des autres, présentent entre eux quelque liaison si lointaine qu'il n'en résulte pas de relations réelles au sens propre du mot, quoique l'on puisse cependant énoncer des liens de cause à effet dont l'exactitude théorique ne comporte pas des conséquences matérielles tangibles. Beaucoup des « prétendues lois » relatives aux tremblements de terre n'on pas d'autre portée.

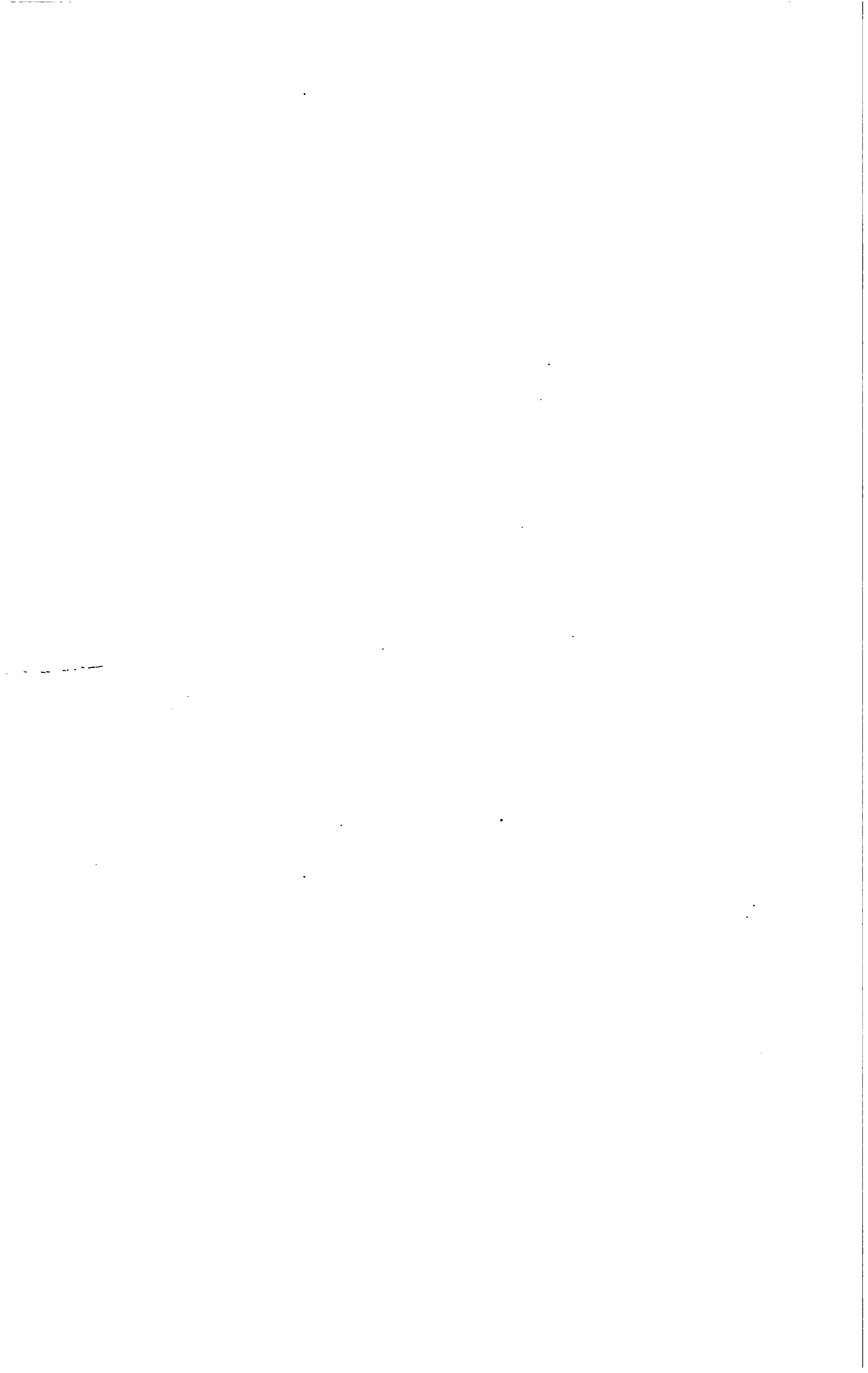
[1] A note on earth pulsations and mine gaz (*Seismol. journ. of Japan*, 1894, III, p. 6)

[2] Belar. Die Bodenunruhe (*Die neuesten Erdbebennachrichten*, 1906, VI, n° 11, N. Folge, 1 Laibach).

DEUXIÈME PARTIE

LES MICROSÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE INSTRUMENTAUX



DEUXIÈME PARTIE

LES MICROSÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE INSTRUMENTAUX

CHAPITRE IX

APPAREILS SÉISMOGRAPHIQUES

Sommaire : Diversité des appareils séismographiques. — Difficultés du problème théorique. — Séismoscopes, séismomètres et séismographes. — Difficultés du problème pratique. — Principe du point fixe, ou de la masse stationnaire. — Translation ou rotation du dispositif enregistreur. — Agrandissement du mouvement séismique. — Principe du double pendule. — Décomposition du mouvement séismique. — Pendule ordinaire. — Pendules coniques ou horizontaux, lourds ou légers. — Pendule renversé. — Clinomètre. — Pendules à suspension bifilaire. — Application du gyroscope.

Pendant de longs siècles, sauf des initiatives isolées et sans lendemain, les tremblements de terre ont été étudiés à l'aide de nos seuls sens, dont l'insuffisance n'en avait pas moins été reconnue dès longtemps, incapables qu'ils sont de fournir les mesures numériques sans lesquelles nos connaissances, relativement à un phénomène naturel quelconque, ne peuvent franchir les limites d'un stade purement descriptif inapte aux comparaisons exactes et aux déductions qui permettraient de remonter aux causes, véritable but d'une science comme la séismologie. Aussi l'ère des appareils destinés à renseigner numériquement sur les particularités des tremblements de terre et à fixer pour toujours les éléments chiffrés du mouvement séismique correspondant, si fugitif qu'il soit, remonte-t-elle loin dans le passé. Mais les efforts, dans cette voie féconde, n'ont abouti qu'à la fin du XIXe siècle, lorsque les progrès de la physique et de la mécanique ont permis d'aborder le problème très complexe de mesurer des vibrations très rapides, imprévues à l'avance et qui, surtout, autour de l'observateur, ébranlent tout et ne lui laissent

aucun point de repère fixe, auquel il puisse rapporter le mouvement séismique d'une particule terrestre.

La grandeur de la difficulté se mesure bien au nombre presque illimité des appareils inventés, souvent immédiatement tombés dans l'oubli, et de ceux concurremment en usage à une même époque, preuve que tous ont leurs avantages et leurs inconvénients, leurs partisans et leurs détracteurs, preuve aussi qu'aucun d'eux ne remplit exactement les conditions exigées pour la détermination des éléments du mouvement séismique. Aussi la bibliographie en est-elle considérable, et si Agamennone [1] n'en a décrit qu'un nombre relativement restreint, c'est qu'il s'est borné à un court historique et aux principaux appareils usités en Italie, tandis qu'Ehlert [2] a établi, en 1897, la théorie succincte de plus de 200, nombre qui serait bien dépassé maintenant, et encore ne s'est-il occupé que des plus importants de ceux qui ont été ou sont encore en usage, ou de ceux qui ont nécessité des principes particuliers et des dispositions mécaniques spéciales.

Une étude détaillée des appareils séismographiques serait évidemment déplacée dans un ouvrage dont le but est de décrire les tremblements de terre sous tous leurs aspects et d'utiliser les observations dans tout ce qui peut conduire, de près ou de loin, à la recherche de leurs causes géologiques et à l'étude du mouvement séismique ; elle n'aurait de véritable intérêt que pour les professionnels des stations séismologiques, qui ont chacun des préférences ou des préventions à l'égard des instruments dont ils se servent journellement, et ce serait tout un traité technique qu'il faudrait entreprendre sur une question encore ouverte et loin encore d'être close, si elle l'est jamais. Ce n'est d'ailleurs point amoindrir l'importance des résultats obtenus au moyen des appareils que de se contenter d'exposer, d'une façon générale et succincte, les principes sur lesquels ils sont basés, cela tout juste dans les limites nécessaires pour en faire comprendre l'usage et estimer à sa vraie valeur le degré de confiance que l'on peut avoir dans les données numériques fournies par eux. Quand on va jusqu'à l'exécution pratique, ces principes ressortissent à la mécanique rationnelle et à la physique mathématique dans ce que ces sciences ont de plus élevé, et les théories elles-mêmes sont tellement approximatives que, jusqu'à pré-

[1] *La registrazione dei terremoti* (Roma, 1906).

[2] Zusammenstellung, Erlaüterungen und kritische Beurtheilung der wichtigsten Seismometer, mit besonderer Berücksichtinung ihrer praktischen Verwendbarkeit (*Beiträge zur Geophysik*, 1897, III, p. 350).

sent, on ne sait pas d'une manière exacte et absolue quel rapport réel existe entre le mouvement séismique et celui que les appareils donnent comme sa représentation. En réalité, le problème séismographique général n'est pas encore abordable théoriquement, il n'y a pour s'en convaincre qu'à lire les travaux mathématiques de Poincaré [1], Lippmann [2], Galitzin [3] et Pomerantzeff [4], etc.

On ne saurait d'ailleurs méconnaître que les progrès de la séismologie ne se développeront que par la comparaison des résultats obtenus par les géologues et les physiciens, et l'on peut être certain que, tout désaccord sérieux entre les uns et les autres résulte d'une erreur, ou d'une mauvaise interprétation des faits, que l'avenir se chargera d'expliquer.

Les appareils employés pour l'étude des tremblements de terre se divisent en séismoscopes, séismomètres et séismographes ; les dénominations de ces instruments s'expliquent d'elles-mêmes et l'on a dit avec raison qu'ils sont aussi nécessaires au séismologue que le télescope à l'astronome.

Les séismoscopes avertissent seulement des tremblements de terre, et les plus perfectionnés conservent la trace du moment de leur production. On peut les faire dériver d'un très grand nombre de phénomènes consécutifs au mouvement séismique : l'agitation d'un liquide, le balancement d'un objet suspendu quelconque, lampe, tableau, etc., la chute ou la projection d'un corps en état d'équilibre facile à déranger; l'ouverture ou la fermeture d'un courant électrique, la détente d'un ressort, les dommages à un édifice, l'impression des sens ; tout ce que peut produire un tremblement de terre est, pour ainsi dire, matière à séismoscope.

Si ces appareils fixent bien le temps de l'ébranlement séismique, c'est à peu près sans aucun succès qu'on a voulu leur faire indiquer d'autres éléments du mouvement séismique, tels que la direction. Cet insuccès irrémédiable a précisément mis sur la voie d'un important et récent résultat de l'observation, à savoir que la notion de la direction du mouvement séismique n'a pas de sens, puisqu'au lieu

[1] Cf. Fouqué. *Les tremblements de terre* (Paris, 1888).

[2] Sur la théorie et le mode d'emploi des appareils séismographiques (*C. R. Ac. Sc.*, 1890, CX, p. 440). — Sur l'entretien du mouvement du pendule sans perturbations (*Id.*, 1896, CXXII, p. 104).

[3] Ueber seismometrische Beobachtungen (*C. R. des séances de la comm. sismique permanente de l'Ac. imp. des Sc. de Saint-Pétersbourg*, 1902, p. 101).

[4] Recherches concernant le sismogramme tracé à Strasbourg le 24 juin 1900 (*Id.*, p. 185. En russe; résumé en français).

d'émaner du point qu'on appelait épicentre, il se propage à la fois de tous les points de la surface d'un compartiment, de dimensions souvent considérables, de ce que de Lapparent a si bien appelé la marqueterie terrestre. C'est là le nouveau point de vue de la séismologie moderne, on ne saurait se lasser de le répéter en profitant de tous les phénomènes qui convergent vers la démonstration de cette vérité, comme le désaccord des séismoscopes voisins quant à la direction d'un même séisme.

Pratiquement, les séismomètres et les séismographes ne diffèrent en rien, car le meilleur moyen de mesurer un élément quelconque du mouvement séismique correspondant sera toujours son enregistrement automatique par l'appareil lui-même. Et, une fois fixée dans l'espace, ou mieux par ses projections sur certains plans, la trajectoire d'un point du sol ébranlé par le tremblement de terre, on pourra mesurer à loisir, et avec toute l'exactitude compatible avec la sensibilité propre à l'appareil, les diverses circonstances de son mouvement, quelque compliqué qu'il soit. La distinction entre séismomètres et séismographes est donc parfaitement oiseuse et toute d'école, et l'on considérera comme une partie intégrante des appareils le dispositif d'enregistrement qui des séismomètres fait des séismographes.

Un mouvement, quel qu'il soit, ne peut être étudié, mesuré, que relativement à un autre mouvement connu, ou absolument par rapport à un point fixe. En séismologie, la première solution est inapplicable, puisque tous les objets environnant l'observateur participent à l'ébranlement séismique. C'est dans cette voie que l'on a cherché tout d'abord, mais on n'en a rien tiré, ce qui était à prévoir. Le repère fixe manque totalement aussi, et on ne peut non plus songer à le prendre à grande distance comme l'astronome, parce que l'amplitude du mouvement séismique est infiniment petite par rapport aux distances des corps extra-terrestres, en un mot des astres. Ainsi le problème fondamental à résoudre tout d'abord, en séismologie, consiste à maintenir au repos un point convenablement choisi, en trouvant le moyen de le soustraire, dans la limite du possible, au mouvement séismique qui agite tout autour de lui.

Le point fixe obtenu sera muni d'un index, d'une pointe traçante, ou même d'une plume, qui reproduiront sur une surface convenablement disposée, et solidaire du sol ébranlé par le tremblement de terre, le mouvement relatif de celui-ci par rapport au point fixe. Mais, comme les oscillations ou les vibrations séismiques sont, en général, de faible amplitude et qu'elles se répètent un grand nombre

de fois, ce tracé sera toujours très confus et véritablement indéchiffrable. On est, par conséquent, amené à donner mécaniquement à la surface enregistrice un mouvement propre, mais simple, une translation ou une rotation de vitesse uniforme, de sorte que les divers éléments successifs de la trajectoire relative du point de cette surface qui est au contact de l'appareil traçant, par rapport à l'extrémité rendue fixe à ce dernier, se sépareront les uns des autres grâce à cette translation ou à cette rotation, d'une longueur ou d'un angle faciles à calculer par unité de temps, la seconde par exemple. Le tracé pourra maintenant être étudié et mesuré à loisir dans tous ses détails les plus délicats, en tenant compte de ce mouvement accessoire introduit. On s'arrange, en outre, de façon que les intervalles successifs de temps, heures, minutes, secondes, soient enregistrés automatiquement sur l'appareil enregistreur et, dès lors, le séismogramme est prêt à fournir tous les renseignements désirables sur le mouvement séismique réel auquel il correspond.

Le mouvement séismique d'un point de la surface terrestre est souvent d'une extrême petitesse, en particulier pour les microséismes, qui échappent aux sens de l'observateur, et pour les téléséismes, qui sont le prolongement aux plus lointaines distances à la surface de la terre des tremblements de terre sensibles, ou destructeurs, qui n'ébranlent jamais que de faibles aires eu égard aux dimensions de la planète. Les séismogrammes seraient aussi bien souvent microscopiques, ce qui les rendrait à peu près inutilisables, ou en tout cas introduirait de nombreuses causes d'erreur dans les mesures que l'on voudrait effectuer. Il faut donc les amplifier, ou les multiplier, au moyen de leviers, de pantographes ou de dispositifs optiques, dont on munit le point fixe. Mais ce sont là des détails techniques qu'il suffit de mentionner, malgré le très réel intérêt que présente leur description et qu'augmente l'admirable ingéniosité mise en œuvre pour leur invention et leur réalisation pratique. Ici, ce ne sont que des moyens à signaler, non à exposer dans cet ouvrage.

Ainsi, toute la séismographie consiste à obtenir un point fixe échappant à l'ébranlement séismique et à lui faire tracer sur une surface appropriée le mouvement du point correspondant de la surface terrestre ; le premier problème est de beaucoup le plus difficile à résoudre et, pour y parvenir, deux procédés principaux se sont présentés à l'esprit : imprimer à chaque instant au point choisi et au moyen du tremblement de terre lui-même un mouvement égal, mais de sens contraire, à l'impulsion séismique ; ou

donner à un pendule une inertie, ou, si l'on veut, une paresse considérable à obéir à l'ébranlement du sol communiqué à son point de suspension. Le premier procédé peut, au moins théoriquement, fournir une masse stationnaire, tandis que le second n'y parvient qu'approximativement; ce dernier a cependant conduit à l'établissement d'un bien plus grand nombre de séismographes. On va exposer succinctement, l'une après l'autre, ces deux méthodes.

La méthode qui consiste à neutraliser le mouvement d'un point en lui imprimant une amplitude égale et de sens contraire, à chaque instant, a donné naissance aux pendules doubles, par exemple à celui d'Ewing, que Milne a perfectionné à plusieurs reprises dans ses détails, tout en en conservant le principe. W est un pendule formé d'un disque de plomb suspendu par des fils attachés à sa périphérie. En son centre O, une tige à genou porte l'index qui tracera le séismogramme sur la plaque *t*. Le bras B O entoure cette tige au moyen d'un anneau et est elle-même solidaire du bâti de l'appareil. Un autre pendule, renversé celui-là, se compose d'une tige reposant en *z* sur le bâti et d'un disque *w*; cette tige se prolonge par un bouton entrant dans une cavité *ad hoc* de la masse du premier pendule. Survienne un tremblement de terre, et que W soit poussé vers la gauche par exemple, le point *r* recevra une égale impulsion qui tendra à faire tomber *w* au contraire vers la droite, ce qui neutralisera le mouvement de W vers la droite, si les poids des deux pendules sont entre eux comme leurs longueurs. Le point O, étant lié au point B du bâti, participe comme ce dernier au mouvement terrestre que la tige *p* agrandit sur la plaque d'enregistrement *t*, à laquelle on peut imprimer une translation ou une rotation uniformes.

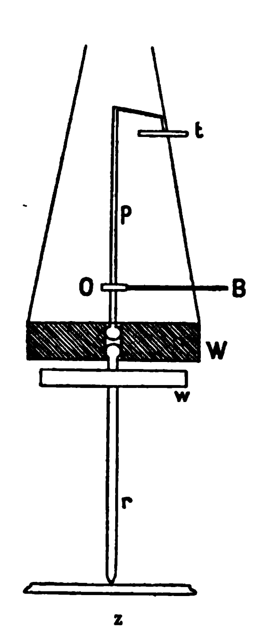


Fig. 87. — Schéma du principe du double pendule.

Il s'agit de savoir dans quelle mesure est réalisée la neutralisation du mouvement du pendule supérieur par celui du pendule inférieur, ou, en d'autres termes, avec quelle approximation est obtenue la fixité d'un point. A cet effet, Milne[1] a installé un double pendule

[1] Modern forms of pendulum seismometers. Their development and tests (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 21).

sur une table à laquelle on donnait un choc supposé représenter un tremblement de terre. D'autre part, un dispositif particulier permettait d'enregistrer le mouvement de la table elle-même par rapport au sol, qui cette fois est bien fixe. Les deux tracés doivent être identiques, si le double pendule répond exactement aux exigences qui lui ont été imposées, et ce résultat semble assez sensiblement obtenu. On notera cependant que les diagrammes du séismographe sont un peu plus compliqués que ceux de la table; c'est que dans les premiers se sont visiblement introduites les oscillations propres au double pendule, preuve que la neutralisation des

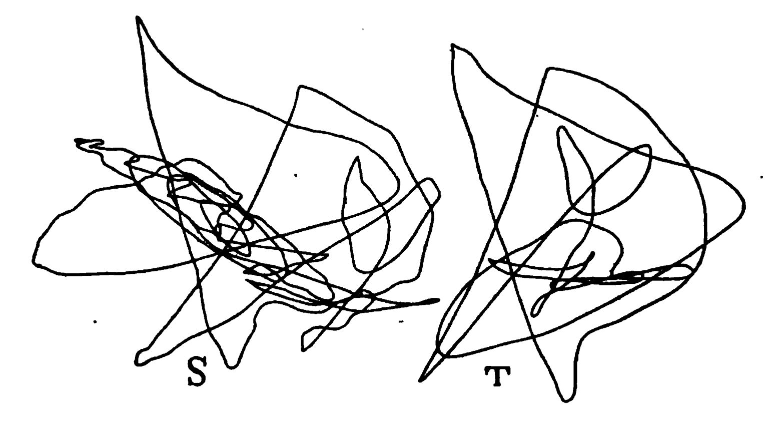


Fig. 88. — Diagrammes de contrôle de la fixité d'un double pendule Ewing-Milne (d'après Milne).

S. Tracé du sol. — *T*. Tracé de la table.

deux mouvements l'un par l'autre n'est qu'imparfaitement obtenue.

Les séismogrammes se présentent invariablement sous la forme de courbes sinusoïdales, dont les dentelures successives varient de hauteur et d'écartement. Cette forme n'a rien d'essentiel relativement au mouvement séismique, et résulte uniquement de ce qu'on a l'habitude de décomposer le mouvement réel d'un point du sol suivant deux axes horizontaux, perpendiculaires entre eux, et qui correspondent chacun à des plans verticaux suivant lesquels peuvent uniquement osciller les pendules des deux séismographes identiques, disposés à angle droit, arrangement qui s'emploie tout aussi bien avec les doubles pendules qu'avec ceux d'autres systèmes dont on parlera plus loin. Soit A la pointe traçante supposée fixe et ABCDEF un élément quelconque de la trajectoire du point du sol qui, ébranlé

séismiquement, est en contact avec cette même pointe. Le pendule est supposé ne pouvoir osciller que dans le plan vertical N-S, puisque, avons-nous dit, la neutralisation cherchée n'est qu'approximative. Supposons que $N_1 S_1$, $N_2 S_2$, $N_3 S_3$... soient les positions successives, équidistantes, de l'axe N-S entraîné dans la direction $N N_5$ par une translation uniforme de la plaque enregistrice. Soient A′, B′, C′, D′, E′, F′,... etc., les positions successives du point de la plaque ainsi entraînée, l'arc de sinusoïde A B′ C′ D′ E′ F′ représentera la

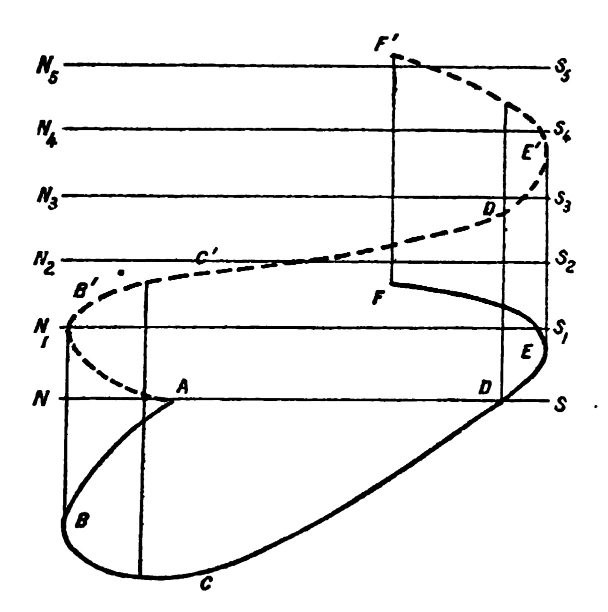


Fig. 89. — Décomposition du mouvement séismique suivant deux axes rectangulaires.

trajectoire de la projection sur l'axe des N-S du point A du sol.

De la même façon, un autre séismographe, disposé perpendiculairement au premier dans le plan du parallèle E-W, donnera la composante correspondante si le point traçant ne peut se mouvoir que dans le plan vertical de ce parallèle. Il en serait exactement de même si la plaque enregistrice recevait un mouvement de rotation au lieu d'une translation.

C'est cette décomposition du mouvement séismique suivant deux axes perpendiculaires entre eux qui donne aux séismogrammes des deux composantes leur forme sinusoïdale si caractéristique, forme qui résulte seulement de ce que, dans le mouvement du tremblement de terre, la particule A du sol ne fait que décrire une série

de divagations autour de sa position d'équilibre, et suivant les deux axes, une série d'oscillations d'amplitudes et d'écartements plus ou moins réguliers. Ces composantes permettent de remonter à la projection sur le plan horizontal de la trajectoire du point O, et la composante verticale obtenue au moyen d'un troisième séismographe donnera finalement la trajectoire réelle dans l'espace dont la forme ne rappelle en rien les courbes sinusoïdes qu'on est habitué à rencontrer, comme Sekyia l'a montré.

Si au lieu de donner à la plaque une translation, c'est une rotation uniforme qui lui est imprimée, les oscillations du point O ne se feront plus de part et d'autre de l'axe des y, mais bien de chaque côté de la circonférence que décrira le point O. La forme générale sinusoïdale n'en sera pas altérée pour cela.

Ces résultats sont absolument indépendants du système séismographique employé.

Le pendule ordinaire donne aussi le moyen d'obtenir un point fixe, ou une masse stationnaire, ce qui permettra de lui rapporter, comme à un repère, le mouvement d'un point du sol ébranlé par un tremblement de terre. Si le point de suspension S d'un pendule vertical ordinaire subit du fait d'un séisme un brusque déplacement SS′, sa masse M sera légèrement soulevée, puisque S′M > SM, et celle-ci prendra, sous l'action de son poids, un mouvement d'oscillation qui, à la longue, lui permettrait de revenir à sa position d'équilibre S′M′. Mais le déplacement séismique ne s'arrête pas à SS′, il continue suivant S′S″, et la masse M est immédiatement soumise à l'action d'un nouveau mouvement oscillatoire qui tendrait à la ramener à la nouvelle position d'équilibre S″ M″, qui se combine avec le premier mouvement oscillatoire à peine entraîné, et non terminé, et ainsi de suite. Le mouvement de M est donc bien plus compliqué que celui d'un point du sol, ou du point de suspension S, puisque constamment vient s'ajouter à ce dernier celui qui tendrait à ramener sa masse au repos par des oscillations successives d'amplitude décroissante. Mais, heureusement, les oscillations d'un pendule sont d'autant plus lentes que sa longueur et sa masse sont plus considérables. On peut donc concevoir un pendule assez long et assez lourd pour que ses oscillations soient tellement lentes, par rapport aux déplace-

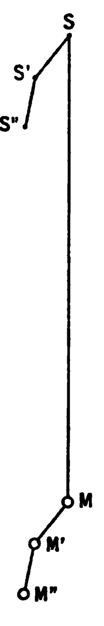


Fig. 90. — Positions successives d'un pendule déplacé par un tremblement de terre.

ments séismiques du point de suspension, que sa masse puisse être considérée comme pratiquement stationnaire, c'est-à-dire que par sa grande inertie il n'obéisse pas au tremblement de terre. Un index fixé à M et une plaque enregistrice mobile mettront ainsi le pendule dans les mêmes conditions que précédemment.

C'est le pendule vertical qui a été le plus anciennement utilisé comme séismomètre, ou séismographe, et c'est de lui que dérivent encore les principaux appareils employés en Italie, malgré les grandes longueurs, les masses pesantes et les frais que nécessite leur installation. Il faut aller jusqu'à des 15, 20 mètres et plus et des poids de plusieurs centaines de kilogrammes, une tonne et plus. Mais, de même que précédemment, la masse n'est qu'approximativement stationnaire, comme l'a montré Agamennone[1] au moyen d'expériences tout à fait analogues à celles de Milne mentionnées précédemment. On voit pour chaque composante, et très distinctement deux séries d'oscillations, celle du pendule et celle du mouvement séismique. Ainsi, la solution n'est que très grossièrement atteinte de sorte qu'il vaut mieux accepter cet inconvénient sans même chercher, par un amortissement plus ou moins facile à obtenir, à faire disparaître complètement les oscillations pendulaires propres. On se contentera de les rendre aussi différentes que possible de celle des ébranlements séismiques[2], et leur distinction deviendra facile. En fin de compte, c'est la mesure d'un mouvement relatif et non plus absolu, ce qui, dans les conditions actuelles des appareils, n'est pas revenir en arrière, comme on l'a prétendu. Les séismes diffèrent grandement quant aux périodes des oscillations de leurs composantes, tantôt lentes et tantôt rapides. La condition de leur non-synchronisme avec celles propres des pendules exige donc, dans chaque observatoire, l'emploi simultané de pendules différents, appropriés aux divers genres d'ébranlements séismiques. Cette complication, qui semblait absolument inévitable, a été généralement acceptée dans les stations importantes jusqu'à ces derniers temps.

Telle était la situation, il y a peu d'années encore, sous l'influence des séismologues italiens surtout. Actuellement, au contraire, on cherche, par un amortissement plus ou moins parfait, à éliminer entièrement les mouvements propres des pendules, et la solution de ce problème difficile paraît être obtenue dans les nou-

[1] Sulla pretesa insufficienza degli apparati pendolari in sismometria (*Boll. Soc. sism. ital.*, 1902, VIII, p. 49).

[2] Omori. Ueber Eigenschwingungen der Erdbebenmassen (*Die Erdbebenwarte*, 1901, I, p. 37). — On seismic instruments (*C. R. de la première conférence sismologique internationale de Strasbourg*, p. 236. Leipzig, 1902).

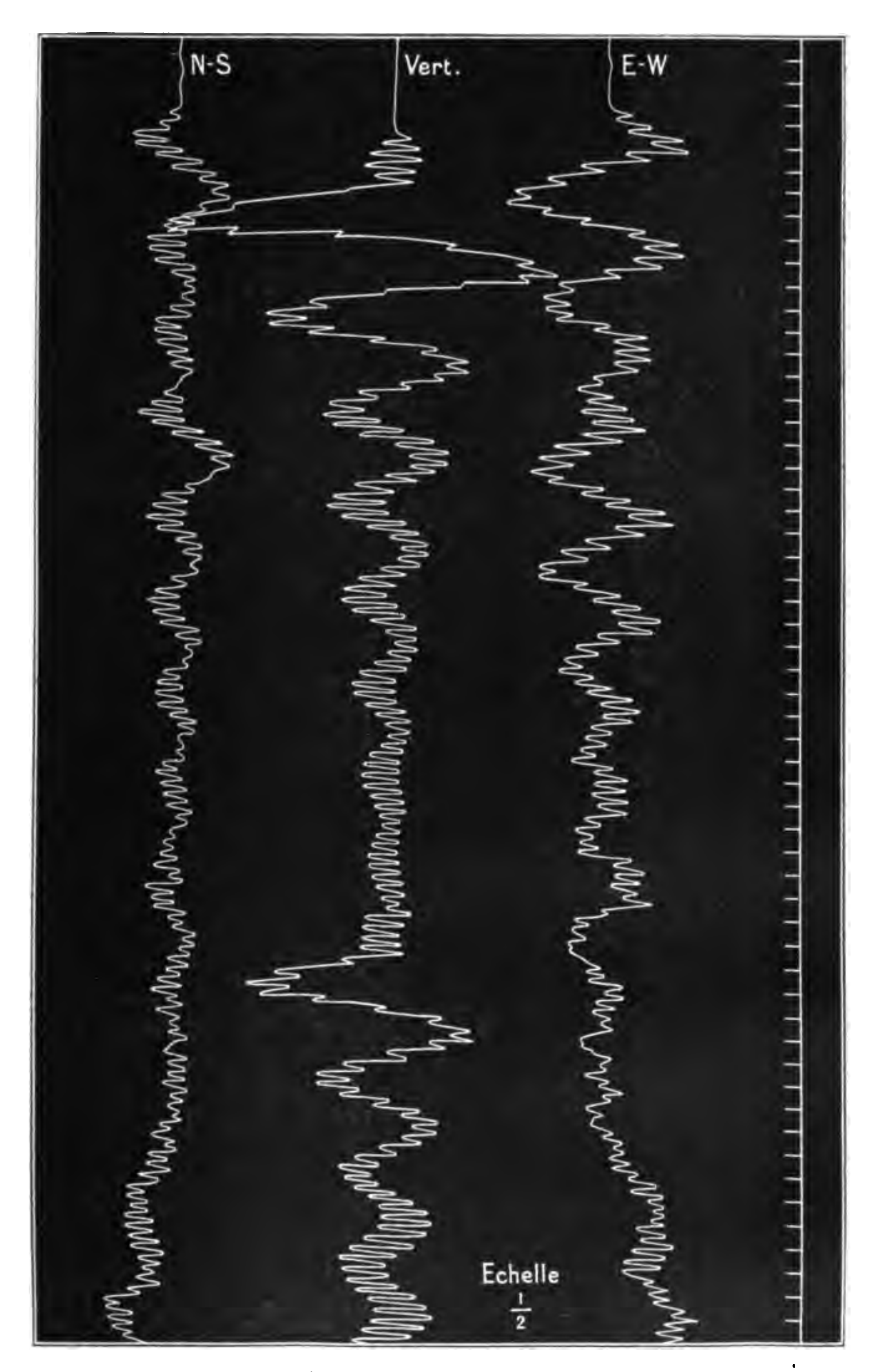


Fig. 91. — Conservation des oscillations pendulaires propres dans un séismogramme (d'après Agamennone).

veaux modèles Wiechert et von Rebeur-Ehlert-Bosch, dont l'emploi généralisé promet les résultats les plus féconds et semble devoir faire entrer l'expérimentation dans une ère nouvelle, si pleine de promesses que plusieurs ne craignent pas de vouloir rayer de la science positive tout ce qui a été fait jusqu'à présent, opinion peut-être exagérée. C'est ainsi que l'on considère comme sans intérêt les comparaisons entre les diagrammes qu'ont exécutées Milne et Agamennone, et comme tout aussi dénuées de valeur les interprétations géométriques des particularités des séismogrammes, au moyen des perturbations pendulaires étudiées par Cecchi, qui ont été rapportées à propos de la direction du mouvement séismique.

Il est une autre classe de pendules qui ne présentent pas au même degré ces inconvénients; ce sont ceux qui oscillent autour d'un axe vertical, ou si légèrement incliné qu'on a pu leur conserver aussi la dénomination d'horizontaux, au lieu de celle de coniques qui serait plus exacte. Une porte, une grue, un derrick en sont les modèles pratiques et usuels les plus ordinaires, et en général tout corps mobile autour d'un axe incliné ou dont la verticalité n'est jamais qu'approximativement réalisée. Si, en effet, on considère un de ces corps, leur équilibre exige qu'ils soient dans le plan vertical passant par leur axe. Pour peu qu'on les en écarte, ils tendent à y revenir par une série d'oscillations, d'autant plus lentes que plus petit sera l'angle de leur axe avec la verticale. Si l'axe est vertical, ces oscillations demanderont un temps infini; cela signifie que dans n'importe quel azimuth, le pendule est en état d'équilibre indifférent. Dans ce dernier cas, il ne pourrait servir à constituer un séismographe, mais comme on peut rendre les oscillations propres aussi lentes qu'on le désire en diminuant suffisamment l'angle de l'axe avec la verticale, il en résulte le moyen d'obtenir un système séismographique dont les oscillations perturberont aussi peu qu'on voudra la représentation graphique du mouvement séismique réel d'un point du sol. Deux de ces pendules orientés perpendiculairement l'un à l'autre fourniront les deux composantes.

Les pendules horizontaux, puisqu'il est convenu de leur conserver cette dénomination, se divisent en lourds et légers; ces deux types correspondent à des exigences séismologiques diverses, et le plus grand nombre des séismographes modernes en service actuellement en dérivent. Les premiers sont constitués au moyen d'une masse portée par une tige horizontale rigide, appuyée par son extrémité opposée à une colonne verticale et soutenue par un fil oblique en liaison avec le sommet de celle-ci. Les pendules légers sont formés d'un cadre

métallique triangulaire, accroché par le haut à la colonne et simplement appuyé sur elle par le bas; la masse est fixée au sommet du triangle opposé à la colonne. L'immense avantage des pendules horizontaux est que la lenteur de leure oscillations ne dépend en aucune façon de leurs dimensions, comme pour les pendules verticaux, et qu'on peut déterminer celles-ci par des considérations ressortis-

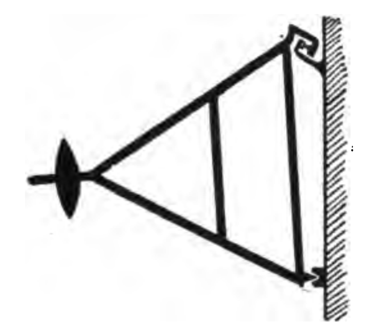



Fig. 92. — Principe du pendule horizontal léger.

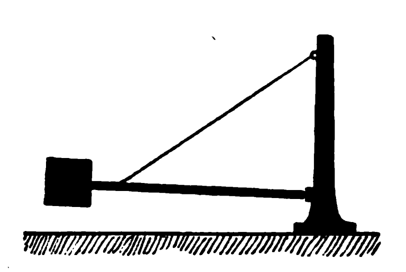


Fig. 93. — Principe du pendule horizontal lourd.

sant seulement aux conditions techniques de l'emploi de ces séismographes.

Les pendules précédemment indiqués servent exclusivement à la détermination des composantes horizontales. Quant à la composante verticale, il faut des pendules oscillant dans la même direction et, par conséquent, formés soit d'un ressort spiral ou à boudin, soit d'une tige élastique inclinée portant à son extrémité la masse à rendre aussi stationnaire que possible. Pour amortir les oscillations propres, on se sert de liquides, ou de ressorts opposés, dont l'un est débandé et l'autre tendu par le mouvement de l'appareil; mais ce sont là des détails techniques dont la description ne rentre pas dans le cadre de cet ouvrage. Cet amortissement des oscillations propres du pendule vertical est entré dans la pratique, et Melzi[1] a voulu généraliser cette méthode, en l'appliquant à tous les pendules séismographiques, en supprimant radicalement leurs oscillations, c'est-à-dire en les rendant *apériodiques*. Jusqu'à présent, cette intéressante proposition n'a pas été couronnée de succès.

L'infinie variété des services que le pendule rend à la séismographie est loin d'être encore épuisée, et il reste encore à indiquer plusieurs applications spéciales d'un principe dont la fécondité n'a

[1] Pendoli aperiodici (*Boll. soc. sism. ital.*, 1902, VIII, p. 181).

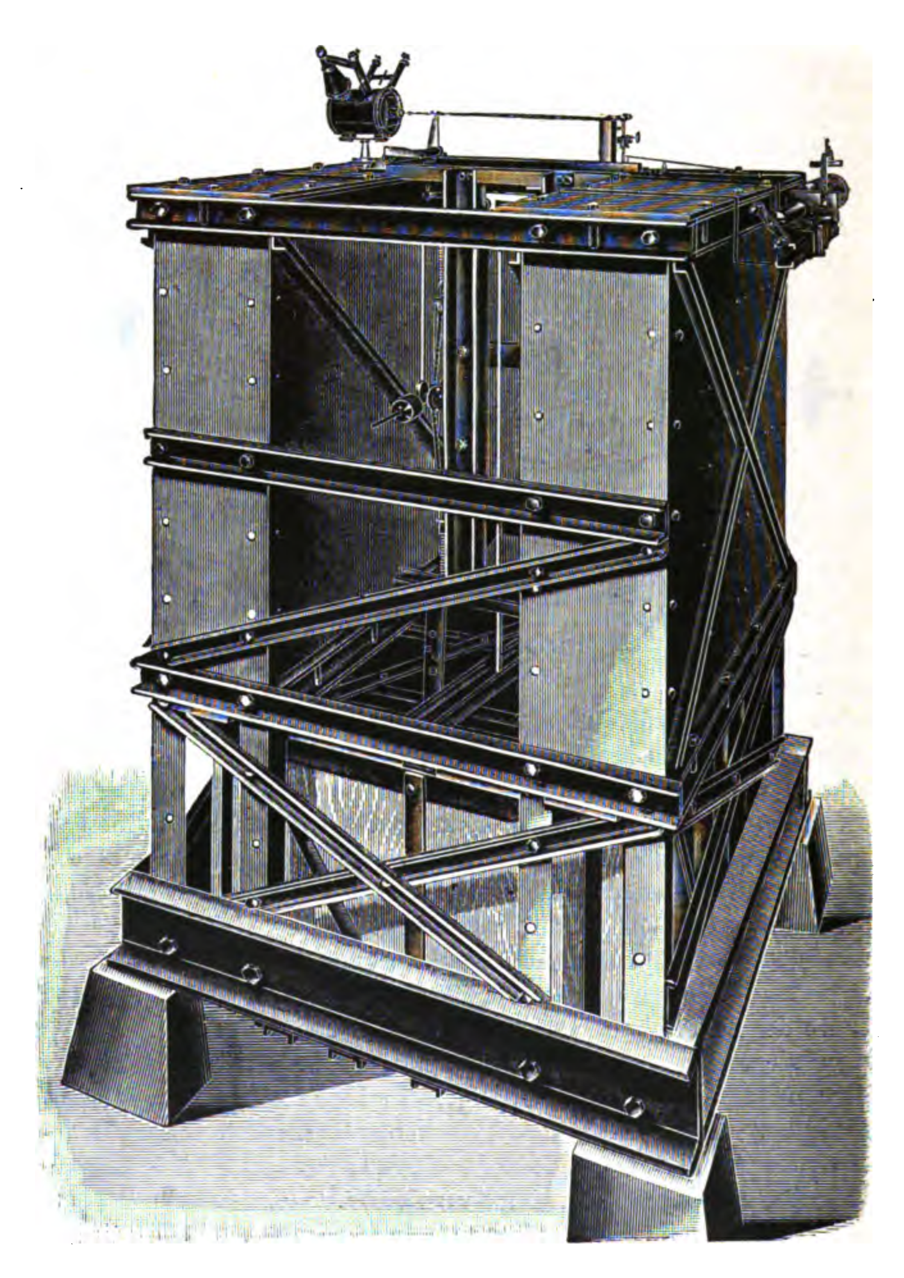


Fig. 94. — Séismographe vertical de Wiechert à masse stationnaire de 1300 kilogrammes.
(Cliché Spindler et Hoyer, constructeurs à Göttingen).

pour ainsi dire pas de limites dans l'étude des tremblements de terre. C'est le pendule renversé de Wiechert, dont la sensibilité est

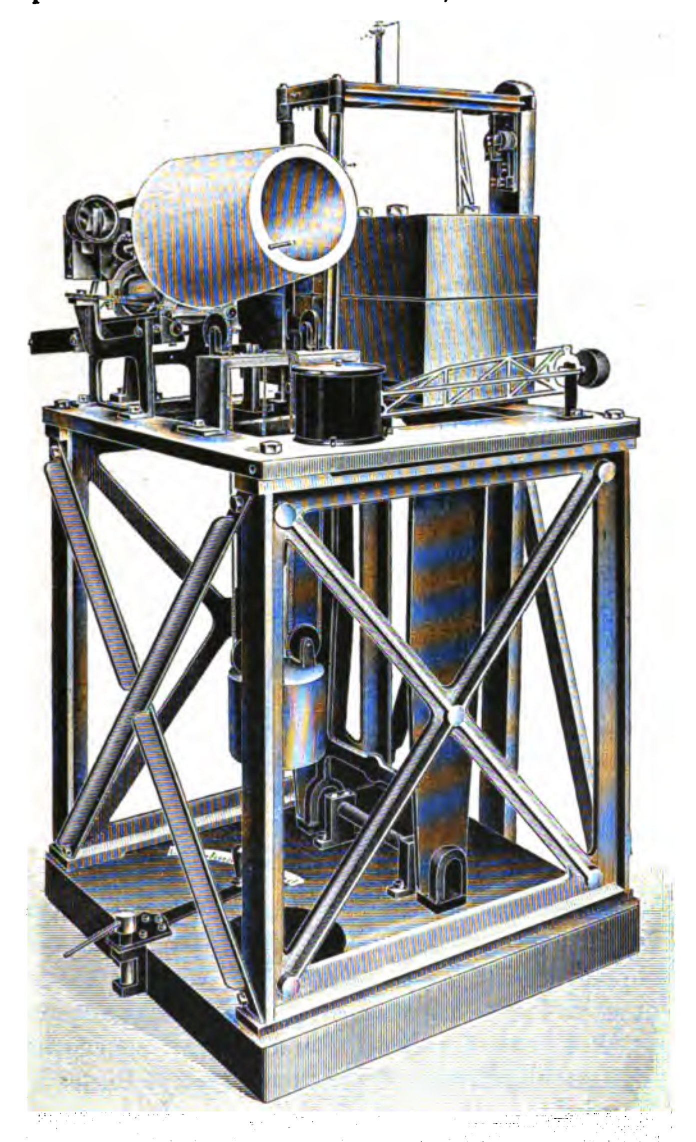


Fig. 95. — Petit pendule astatique de Wiechert à masse stationnaire de 125 kilogrammes.
(Cliché Spindler et Hoyer, constructeurs à Göttingen).

extrême et dont l'équilibre tout à fait instable lui a mérité le nom d'astatique. Un léger miroir, suspendu par deux fils inégaux attachés

à son diamètre, obéit avec la plus grande facilité aux moindres perturbations séismiques du sol, qu'accusent les divagations d'un rayon lumineux réfléchi à la surface. Cet appareil, dû à G.-H. Darwin [1], et destiné surtout à déceler les moindres variations de la direction de la verticale, possède une sensibilité extrême, capable de lui permettre d'accuser des variations de 1/300 de seconde d'arc et même, pense-t-on, de un millième. Mais c'est là un appareil bien plutôt

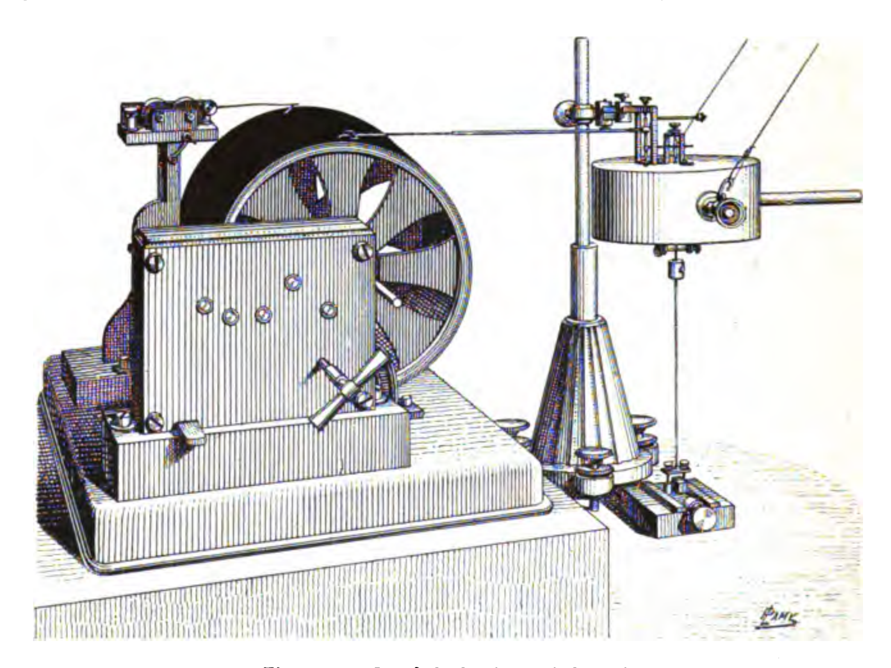


Fig. 96. — Pendule horizontal Omôri.

destiné à des mesures géodésiques qu'à des recherches purement séismologiques.

Un problème capital de la séismologie consiste à savoir si le mouvement séismique comporte, en général, un changement dans l'inclinaison du sol ; et, à vrai dire, on ne peut affirmer que l'observation ait encore définitivement prononcé, malgré toutes les probabilités en faveur de l'affirmative. Cette incertitude résulte de ce que tous les appareils séismographiques sont également mis en branle par les mouvements de translation, aussi bien que par les variations de l'inclinaison du sol, au moment de l'ébranlement séismique. Il y

[1] On an instrument for detecting and measuring small changes in the direction of the force of gravity (*Second Report of the Committee of the British Association appointed for the measurement of the lunar disturbance of gravity*. London, 1881).

avait donc un grand intérêt à séparer et à distinguer ces effets différents, et c'est ce qu'a tenté de faire Schlüter[1] au moyen de son clinographe, destiné à mesurer les variations de la verticale, ou l'inclinaison du sol, au moment du passage des ondes séismiques. L'appareil est un levier de balance, c'est-à-dire, en somme, un pendule horizontal en équilibre. Son emploi a seulement prouvé que si

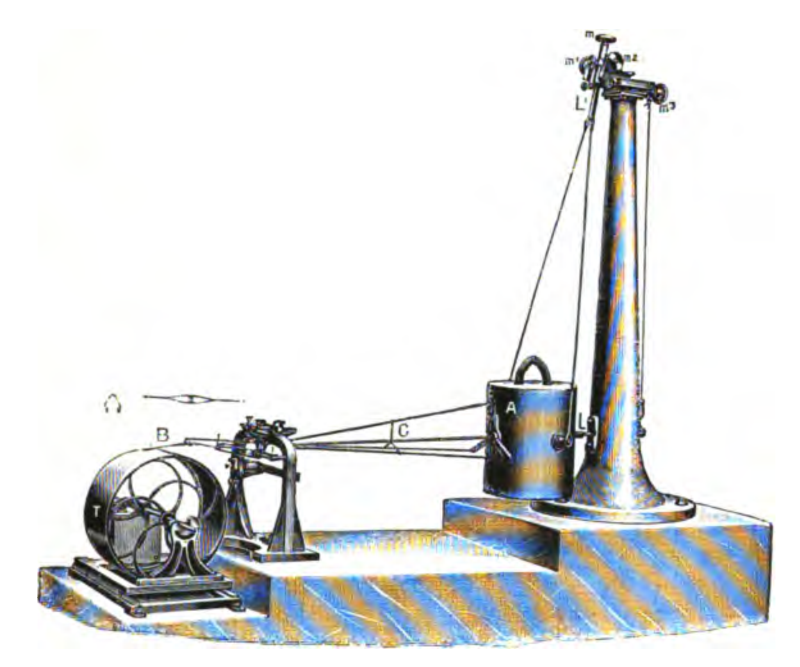


Fig. 97. — Pendule lourd de Bosch.
(Cliché J. et A. Bosch, constructeurs à Strasbourg).

ces variations existent, elles sont incapables d'être manifestées de cette façon, et Galitzine pense que la cause de cet insuccès doit être attribuée à sa construction même, de sorte que la question reste encore non résolue expérimentalement par ce moyen. Le pendule de Davison[2] à double suspension au moyen de deux fils verticaux inégaux a été établi dans le même but, mais nous ignorons s'il a été expérimenté.

Malgré l'infinie variété des ressources que le pendule a mises à la disposition des séismologues, on a cherché à s'affranchir de l'inconvénient de ses oscillations propres qui, en tout état de cause,

[1] Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. Inaugural-Dissertation (Göttingen. 1901, et *Beiträge zur Geophysik*, 1901,V, p. 314.)

[2] Bifilar Pendulum for measuring Earth-tilts (*Nature*, 1894, L, p. 246, London.

ramènent la recherche du mouvement séismique absolu à celle du mouvement relatif. Les tentatives dans cette voie ont été nombreuses et n'ont, jusqu'à présent, donné aucun résultat réel et important. Il s'est, d'ailleurs, souvent agi seulement de propositions, non suivies d'exécution dans le domaine de la pratique. C'est ainsi qu'Alippi[1] a proposé de profiter de la propriété du gyroscope

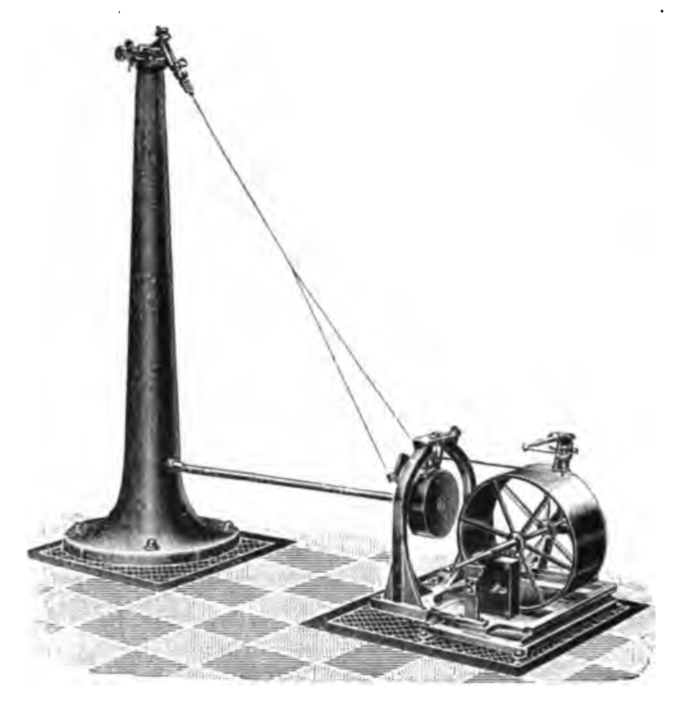


Fig. 98. — Pendule léger de Bosch.
(Cliché J. et A. Bosch, constructeurs à Strasbourg).

d'orienter son axe de rotation parallèlement à celui de la terre. Il est toutefois douteux que l'impulsion séismique ne lui ferait pas décrire des oscillations propres perturbatrices, tout comme un pendule ordinaire, si toutefois on arrivait à lui donner une disposition appropriée aux observations séismographiques. Bien d'autres phénomènes[2] ont été mis en avant comme principes de séismographes, mais il faut réserver aux traités spéciaux leur description et l'emploi qu'on en a fait ; aucun cependant n'a pu supplanter le pendule, qui

[1] Di una possibile applicazione dell'asse permanente di rotazione alla sismometria (*Boll. soc. sism. ital.*, 1906, XI, p. 75).

[2] Oddone. Ricerche strumentali in sismometria con apparati non pendolari (*Boll. soc. sism. ital.*, 1900, VI, p. 168).

reste, malgré ses inconvénients, la base fondamentale des mesures à faire sur les tremblements de terre; et rien ne peut faire supposer que ce rôle soit près de lui échapper.

L'emploi des séismographes n'est pas exclusivement limité à l'étude des tremblements de terre sensibles ou non, il peut s'étendre sans distinction à tous les mouvements rapides et d'allure périodique, qu'ils soient d'origine naturelle ou artificielle. C'est en élargir singulièrement le champ d'action. Dans la troisième partie, on aura l'occasion de signaler l'utilisation de ces appareils à l'étude de l'état des voies ferrées et de leurs ouvrages d'art. Mais ici, pour montrer l'intérêt considérable que peuvent présenter les recherches séismographiques dans le domaine de la géophysique, on se reportera aux travaux de Honda et de Terada [1] sur le geyser japonais d'Atami. On sait le nombre considérable d'hypothèses que ces curieux appareils naturels ont suscitées, sans qu'il ait été le plus souvent possible de vérifier leur vraisemblance. Ces deux savants ont inauguré une méthode toute nouvelle. Pour cela ils ont imaginé un dispositif thermique artificiel et l'ont modifié jusqu'à ce qu'il donnât des tracés séismographiques identiques à ceux obtenus au voisinage du geyser. A partir du moment où l'identité des tracés était obtenue, ils étaient en droit d'affirmer que le dispositif artificiel représentait exactement l'appareil geysérien naturel.

[1] On the geyser in Atami (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1906, n° 22, B, p. 51).

CHAPITRE X

LES SÉISMOGRAMMES

SOMMAIRE. Caractères différentiels des diagrammes des tremblements de terre et des phénomènes artificiels ou naturels non séismiques. — Influence du mode d'enregistrement des séismogrammes. — Les téléséismes. — Phases des téléséismogrammes. — Échos des tremblements de terre. — Éléments du mouvement séismique mesurables sur les séismogrammes : durée, période, amplitude et accélération maximum; longueurs d'ondes; intensité. — Crêpures des séismogrammes ou frissonnements du sol (Ripples).

Détermination au moyen des séismogrammes de la distance du lieu d'observation au foyer des tremblements de terre : caractères différentiels des séismogrammes d'origine locale et plus ou moins lointaine; similitude des séismogrammes des tremblements de terre de même provenance; équations d'Omôri et de Stiattesi; répartition de l'instabilité séismique à la surface du globe déterminée par Milne au moyen des téléséismogrammes; formules de Láska. — Planisphères séismographiques. — Effets des frémissements préliminaires sur les animaux.

Les plus importants résultats obtenus en ces dernières années dans l'étude des tremblements de terre ont été tirés de l'examen minutieux des séismogrammes, c'est-à-dire des diagrammes qu'enregistrent les appareils séismographiques actionnés par les moindres mouvements du sol, ainsi que des mesures facilement exécutables sur ces intéressantes figures. Ces tracés représentent, en le fixant pour toujours, pour ainsi dire, le fugitif et rapide mouvement transmis par la terre à ces appareils à la suite des tremblements de terre lointains ou voisins par rapport au lieu d'observation, cette distance pouvant aller jusqu'aux antipodes, tant sont sensibles ces délicats instruments. Ces diagrammes jouent un rôle fondamental dans la séismologie moderne, et ils ont été l'origine des plus remarquables découvertes récentes.

Tout mouvement du sol s'enregistre sous forme d'un diagramme sur les appareils séismographiques, et il s'agit, en premier lieu, d'apprendre à les distinguer suivant que les vibrations terrestres résultent d'ébranlements séismiques véritables ou de perturbations provenant de phénomènes indépendants d'ordre météorologique, cosmique même, ou d'autres mouvements venant de l'activité humaine. On commencera par éliminer les diagrammes correspondant

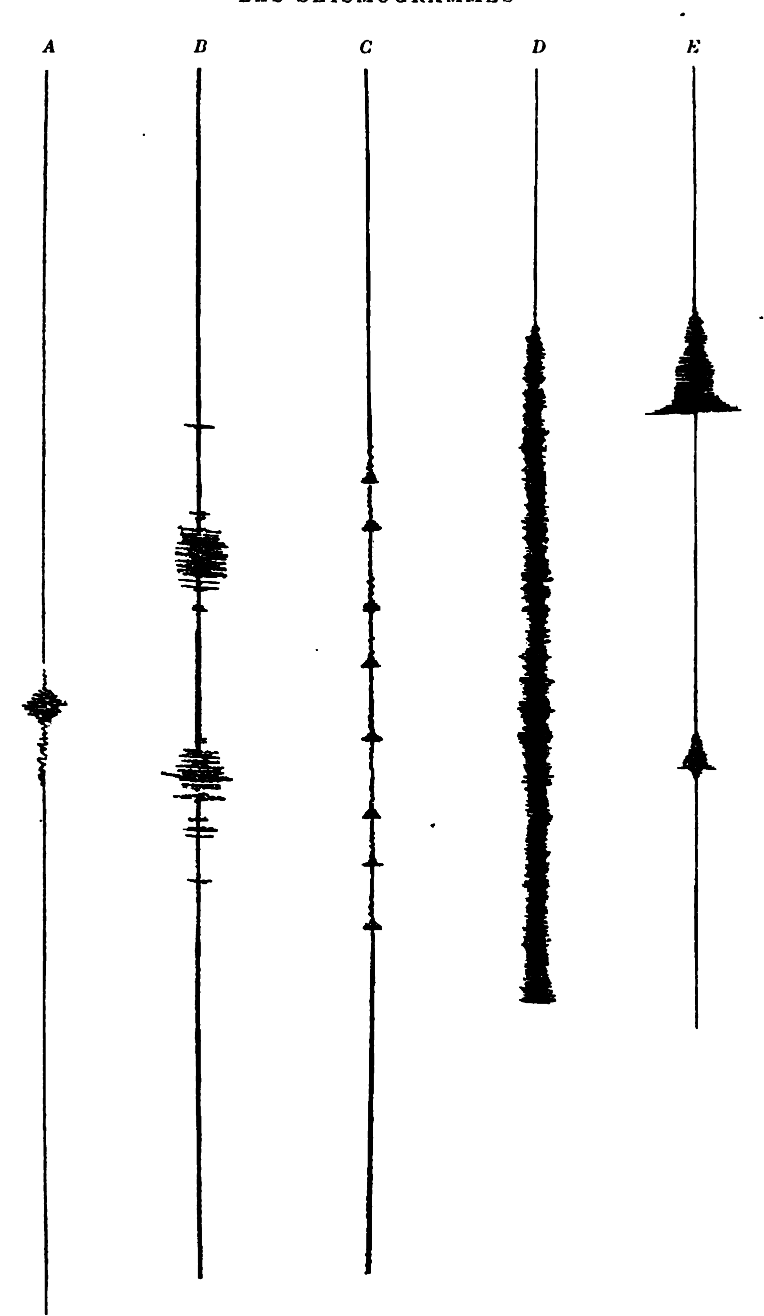


Fig. 99. — Diagrammes de mouvements produits artificiellement :

A : Mouvement d'un rouleau dans une rue pavée. — *B* : Passage d'une colonne d'artillerie.
C : Coup de canon. — *D* : Mouvement d'une machine à vapeur. — *E* : Travaux de mines (d'après Belar).

aux phénomènes artificiels, auxquels donne lieu l'intense vie moderne dans les stations séismologiques installées près des grandes villes des pays de haute civilisation.

Les diagrammes des mouvements artificiels du sol ont été étudiés par Belar[1], et il suffit d'examiner ceux qu'il a figurés, — passage d'une voiture; roulement d'une colonne d'artillerie; coup de canon; machine à vapeur en mouvement, — pour les distinguer immédiatement des véritables séismogrammes. Ces tracés ont été obtenus au moyen d'appareils Vicentini. Par conséquent, ils ne seraient pas les mêmes avec d'autres séismographes, de sorte que l'on ne peut pas

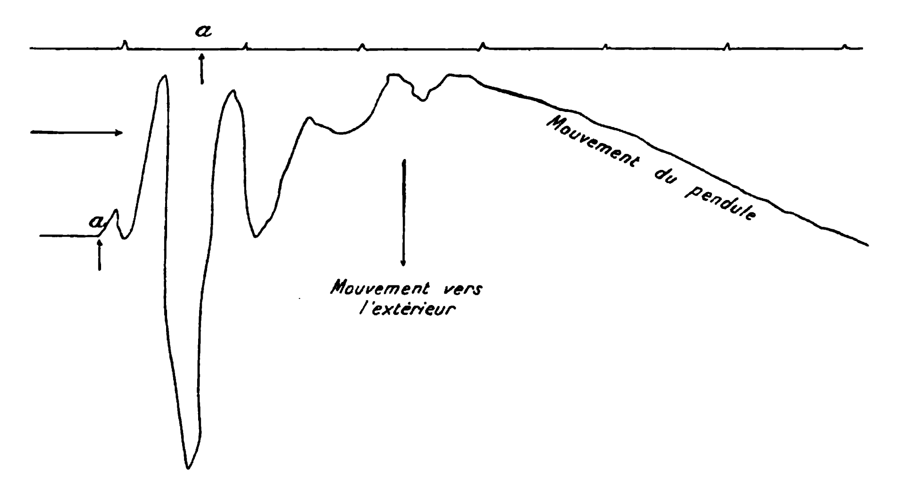


Fig. 100. — Diagramme d'une explosion rapprochée (d'après Omôri).

en considérer les particularités comme caractérisant nettement les mouvements artificiels correspondants.

Le passage d'une voiture donne des traits d'abord courts, qui augmentent ou diminuent d'ampleur suivant que le véhicule se rapproche ou s'éloigne de la station. Leur période d'oscillation est tellement rapide qu'il faut, pour les séparer, une vitesse du papier enregistreur d'au moins 30 centimètres par minute; on trouve alors 16 oscillations complètes par seconde. A Laibach, le tir de l'artillerie, près du Schlossberg, a fourni de remarquables diagrammes, qu'une attention insuffisante suffirait peut-être à rapprocher des séismogrammes de secousses locales à faible surface d'extension; le tir a donné lieu à un frémissement à courte phase, causé vraisemblablement par le

[1] Einiges über die Aufzeichnungen der Erdbebenmesser (*Die Erdbebenwarte*, 1901-02, I, p. 77, 93, 105, 135).

choc des ondes atmosphériques du coup du canon contre les murs de l'observatoire qui produisait le frémissement des fenêtres ; puis s'effectuait un lent mouvement d'une période de 0″,3 à 0″,4 pendant plus de 20″. L'explication de ce double mouvement est que, selon toute apparence, le premier vient des ondes atmosphériques directes et que le second s'est propagé par le sol.

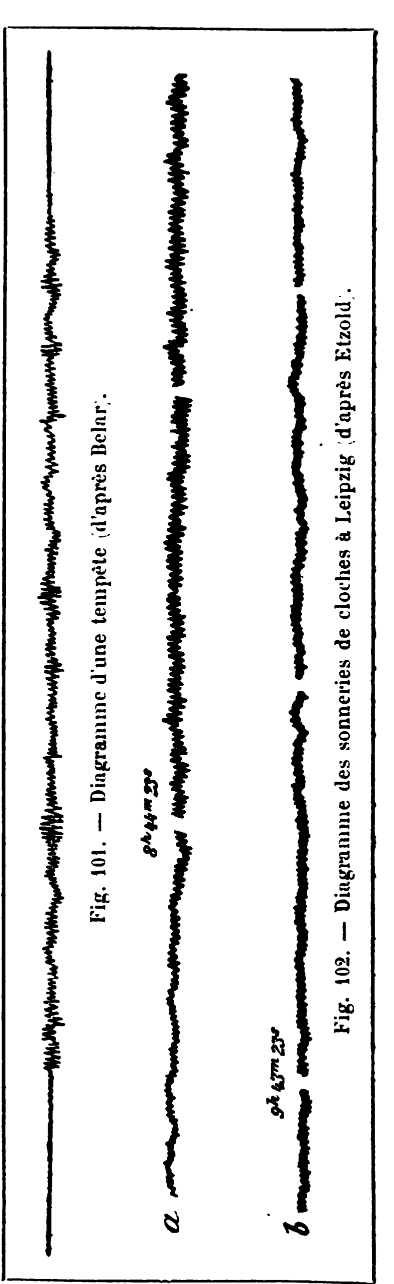


Fig. 101. — Diagramme d'une tempête (d'après Belar).

Fig. 102. — Diagramme des sonneries de cloches à Leipzig (d'après Etzold).

Le diagramme de la déflagration d'un explosif à petite distance n'est pas moins lisible. On y voit d'abord[1] une oscillation dirigée vers le point d'explosion, circonstance assez difficile à interpréter, puis une autre oscillation beaucoup plus importante, asymétrique, et dont la portion principale est dirigée à l'opposite de ce point, comme il fallait s'y attendre.

Parfois les séismographes enregistrent des tracés ne ressemblant en rien à ceux qu'on y trouve d'ordinaire et dont l'origine, longtemps mystérieuse, finit par se découvrir par hasard. C'est ce qui est arrivé à Leipzig où l'on recueillait des diagrammes rappelant ceux des tempêtes, mais s'en distinguant par une durée beaucoup moindre, des minutes au lieu de jours. Leur répétition aux veilles et aux jours de grandes fêtes a enfin montré à Etzold[2] qu'il s'agissait simplement des vibrations dues aux sonneries des cloches d'églises.

[1] Omôri. Horizontal pendulum observations of earthquakes in Tokyo (*Publ. of the earthq.-invest. Comm. in for. lang.*, 1905).

[2] Etzold. Ueber die Aufzeichnung der infolge des Laütens der Kirchenglocken zu Leipzig erzeugten Bodenschwingungen (*Berichten d. mat. phys. Kl. d. kgl. sächsischen Ges. d. Wiss. zu Leipzig*, 5er Ber. d. Erdbebenstation, p. 304, 1904).

On aura l'occasion de s'occuper ailleurs des tracés obtenus par le passage des trains sur les voies ferrées et les ponts métalliques.

Enfin les perturbations météorologiques s'inscrivent aussi sur le papier des appareils enregistreurs, d'une manière très facilement reconnaissable.

En résumé, la distinction des mouvements du sol, suivant leur origine, séismique ou non, est ordinairement facile.

Les séismogrammes obtenus sur des plaques enfumées fixes sont absolument inutilisables, par suite de l'extrême complication du mouvement séismique qui fait que les diverses parties du tracé se recouvrent d'une manière inextricable, ainsi qu'on l'a vu à propos de la direction. Il faut donc, de toute nécessité, donner à la plaque enfumée, ou au papier, un mouvement plus ou moins rapide de rotation ou de translation sous la pointe traçante ou la plume écrivante. On décompose en outre le mouvement réel en trois composantes orthogonales. Pour l'enregistrement des déplacements horizontaux de la particule terrestre, on dispose deux séismographes à angle droit l'un sur l'autre ; ils donneront respectivement les composantes N.-S. et W.-E., ou, plus rarement, N. E.-S. W. et N. W.-S. E. Ce sera de ces seuls séismogrammes dont on s'occupera dans ce qui va suivre, quand on ne parlera pas expressément de la composante verticale.

Le procédé d'enregistrement a une influence considérable sur la netteté des tracés obtenus, et par conséquent une grande importance relativement aux études qu'ils permettent, ainsi qu'à l'exactitude des mesures qu'on en peut tirer pour baser des recherches sur le mouvement séismique. Avec une grande vitesse de la plaque ou du papier, le diagramme devient très lisible, les mouvements divers se séparent bien sans se recouvrir mutuellement, et les mesures de temps ou autres s'exécutent d'une manière très approchée. Mais la dépense monte très rapidement, et surtout il y a à craindre le danger de voir le frottement de l'organe inscrivant, pointe ou plume, augmenter assez pour perturber le libre mouvement de pendule sous l'action de celui du sol. Aussi a-t-on songé à un enregistrement optique : ce procédé excellent, mais coûteux, est indispensable pour les pendules légers. L'enregistrement sur plaques enfumées ou sur papier, recommandable par sa simplicité et son bon marché, est surtout réservé aux pendules lourds, dont les mouvements sont transportés et agrandis par un système de leviers ou pantographe permettant l'amplification des oscillations. Le frottement qui fait obstacle au

tracé peut être réduit à un demi-milligramme, valeur insignifiante si la masse du pendule est assez grande, condition que l'on estime être pratiquement réalisée lorsque cette masse est proportionnelle au carré de l'agrandissement.



Fig. 103. — Un séismogramme par enregistrement et agrandissement mécaniques.

D'ordinaire l'enregistrement d'un séismogramme dure plusieurs minutes, de 3 à 6, dans les circonstances les plus habituelles, du moins avec les appareils les moins sensibles et délicats. Cette durée atteint fréquemment une heure, plus rarement deux, trois et même plus dès que le séisme est plus intense et les appareils plus perfectionnés. Les diagrammes débutent par une série de petites vibrations, qui, d'ailleurs, peuvent faire défaut. Puis viennent, successivement, le véritable choc, composé d'un petit nombre de mouvements de grande amplitude relative, et une série de mouvements irréguliers, croissants et décroissants, parmi lesquels plusieurs sont aussi de véritables chocs, mais plus faibles que le principal. Le tout se continue par de lentes ondulations pulsatoires, dont la période augmente à mesure que l'amplitude diminue. Enfin la perturbation séismique s'évanouit graduellement. Qu'il s'agisse des composantes horizontales ou verticales, cette allure générale ne change guère que dans les détails et quant à la valeur numérique des divers éléments, période et amplitude des diverses ondulations particulières constituant le mouvement à chaque instant. Et l'on voit avec quelle facilité on peut, de suite, distin-

guer ces tracés de ceux des ébranlements non séismiques du sol.

On a pu distinguer [1] dans les séismogrammes plusieurs types de mouvements élémentaires ou simples, dont la fréquence n'est pas la même et qui se combinent entre eux de toutes les manières possibles.

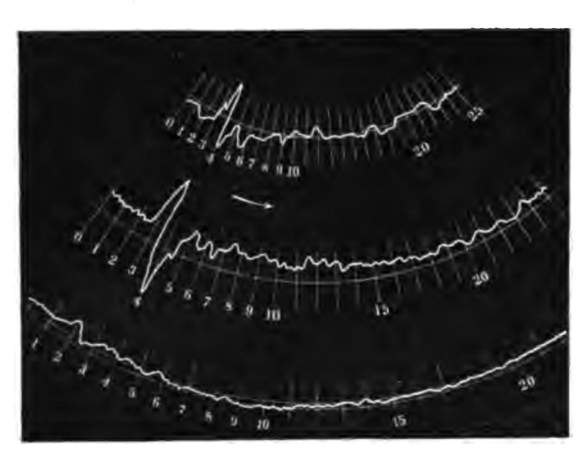


Fig. 104. — Séismogramme du tremblement de terre de Tokyo du 20 juin 1894.

Les séismogrammes d'un même tremblement de terre diffèrent grandement d'après la sensibilité propre de l'appareil enregistreur, et un séismographe ordinaire montre que l'ébranlement du sol dure entre une fraction de minute et plusieurs heures, c'est-à-dire bien plus longtemps, plusieurs centaines de fois, que le mouvement perceptible ou le macroséisme. Un bon pendule horizontal sans friction de l'organe traçant ne commence guère plus tôt ses oscillations, mais elles se continuent pendant une ou plusieurs heures. Il se passe ici quelque chose d'analogue à ce qui arrive pour les portions invisibles du spectre solaire, dont les extrémités ne peuvent être décelées que par des moyens particuliers d'observation, et pour les perturbations séismiques, il existe, de même, une longue série de mouvements délicats difficiles à suivre jusqu'à leur complète extinction.

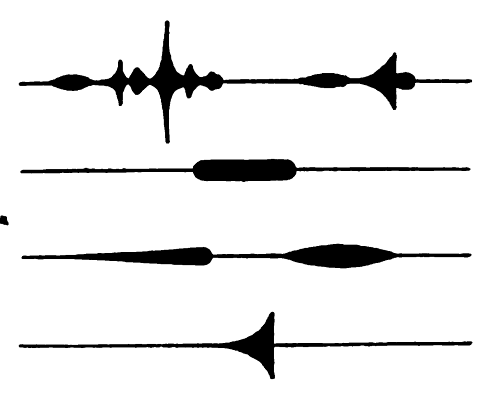


Fig. 105. — Types élémentaires de mouvements séismiques dans les séismogrammes et leurs principales combinaisons (d'après Láska).

Un séismogramme se divise en un nombre d'autant plus grand de

[1] Láska. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg (*Mitth. d. Erdbeben Commission d. k. Ak. d. Wiss. in Wien.*, 1901, N. F., I).

phases différentes que l'origine du tremblement de terre est plus éloignée, parce que plus est long le chemin parcouru, plus se séparent les diverses phases de l'ébranlement initial suivant la vitesse de propagation de chacune d'elles. Aussi la durée pendant laquelle des appareils de même espèce enregistrent les oscillations d'un même tremblement de terre est-elle en rapport avec l'éloignement du foyer à la station correspondante, c'est-à-dire que les séismogrammes tendent à se dilater pour ainsi dire avec la distance et deviennent de la sorte de plus en plus lisibles. Au contraire, aux petites distances, les vibrations et les diverses phases se recouvrent mutuellement, de sorte que les séismogrammes sont bien plus difficiles à déchiffrer. Il est ainsi plus naturel, à l'inverse de ce que l'on aurait pu penser *a priori*, de commencer par l'étude des diagrammes des tremblements de terre d'origine lointaine, ou téléséismes, pour lesquels la distance peut atteindre la demi-circonférence terrestre, lorsque la station est à l'antipode du foyer. C'est, en effet, pour les téléséismogrammes que l'on a pu établir les divisions normales.

Ce fait qu'un tremblement de terre d'une certaine importance puisse être enregistré par les séismographes jusqu'à l'antipode de son origine, autrement dit que toute la surface et même la masse terrestre soit mise en mouvement, est une des plus brillantes conquêtes de la séismologie récente et un de ses résultats qui a le plus frappé. Les ondes séismiques font plus encore, elles reviennent au point de départ après avoir parcouru l'énorme circonférence de 40 000 kilomètres sans cesser d'être perceptibles aux appareils les plus délicats. C'est ce que, dès 1883, Milne avait dénoncé comme réalisable avec le progrès graduel des appareils; et six ans plus tard, von Rebeur-Paschwitz [1] confirmait les vues de Milne au moyen d'observations exécutées avec un pendule horizontal à enregistrement photographique, qui ne furent d'ailleurs publiées qu'en 1895.

Il ne peut s'agir de téléséismes qu'à partir d'une distance de 1 000 kilomètres au moins; et, dès lors, ils échappent le plus souvent à l'observation des sens, par suite de l'amortissement que subit l'intensité du tremblement de terre par la friction interne pendant sa propagation, et en raison des perturbations de toutes sortes des ondes séismiques dans leur long cheminement au travers des couches terrestres internes ou externes. Les téléséismes ne sont donc

[1] Europäische Beobachtungen des grossen japanischen Erdbebens vom 22. März, 1894, und des venezolanischen Erdbebens vom 28. April 1894, nebst Untersuchungen über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser Erdbeben (*Petermann's geogr. Mitth.*, XLI, p. 13, 29. Gotha, 1895).

que la continuation microséismique, à distance, de macroséisme d'origine éloignée. Leurs oscillations principales, parfois relativement très fortes, sont souvent accompagnées d'un brusque déplacement du pendule sur ses supports au moment de l'arrivée des ondes principales du choc.



Fig. 106. — Brusque déplacement d'un pendule Von Rebeur-Paschwitz à Strasbourg le 2 mars 1893.

Les téléséismogrammes se divisent en une série de groupes ou de phases de mouvements, qui passent des uns aux autres par des changements plus ou moins nettement accusés d'amplitude et de période. Ce caractère général est une conséquence directe des chemins différents suivis par les ondes séismiques et de leurs diverses vitesses de propagation. L'ébranlement initial ne se fait pas non plus instantanément, de sorte que le diagramme ne peut manquer de refléter les circonstances de la production du phénomène séismicogéologique.

Omôri[1] a établi le dénombrement des divers mouvements correspondant à un tremblement de terre, et c'est d'après ses recherches classiques, vérifiées dans tous les observatoires, que l'on va en donner les descriptions faciles à suivre sur un tracé schématique, où l'on néglige, pour le moment, de très petites vibrations qui indentent chacune de celles qui représentent les mouvements principaux. Ces sortes de rides, pour ainsi dire surajoutées au tracé, les *ripples* des séismologues anglais, se distinguent par

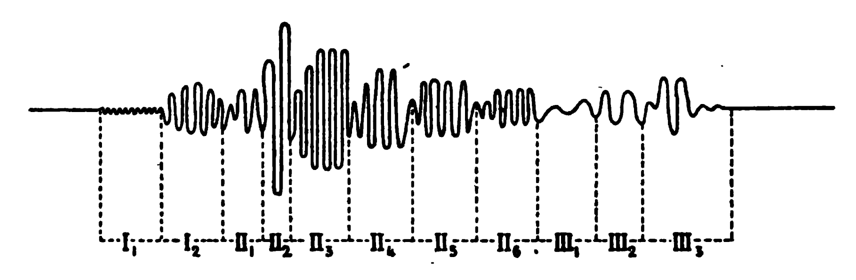


Fig. 107. — Schéma d'un téléséismogramme normal.

[1] Horizontal pendulum observations of earthquakes, July to December 1899, Tokyo (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1901, n° 5). — Horizontal pendulum observations of earthquakes at Hitotsubashi (*Id.*, 1903, n° 13).

leurs périodes extrêmement rapides; elles paraissent d'ailleurs dépendre de la nature du sol de la station, car rares en sol mou, elles existent presque toujours en sol dur. On peut donc les regarder comme ayant pris naissance sur place à la suite du mouvement séismique proprement dit.

On distingue trois grandes divisions dans un téléséismogramme :

1). *Portion ou phase initiale, ou frémissements préliminaires.*

2). *Portion ou phase principale, ou choc proprement dit.*

3). *Portion ou phase finale.*

Elles se subdivisent elles-mêmes comme il suit :

1). *Portion ou phase initiale, préphase ou frémissements préliminaires.*

Ce sont des mouvements consistant surtout en oscillations de faible amplitude et de périodes relativement courtes. Ils se subdivisent en deux groupes, ou séries :

I_1. *Premiers frémissements préliminaires.*

I_2. *Seconds frémissements préliminaires.* Leur début se distingue par une légère augmentation de l'amplitude et un certain allongement de la période. Souvent aussi se produit l'apparence que de lentes vibrations s'y superposent aux autres.

2). *Portion ou phase principale, ou choc proprement dit.*

C'est la phase effectivement active, perceptible ou destructive, d'un tremblement de terre, le macroséisme ou le mégaséisme à l'épicentre. Elle débute plus ou moins nettement et comprend les oscillations principales dont quelques-unes sont caractérisées par le maximum d'amplitude et de durée de période. On peut aussi la subdiviser en un nombre variable de phases, ou de groupes de mouvements, dont les premiers sont seuls constants.

II_1. *Première phase, ou phase initiale.* Quelques lentes vibrations.

II_2. *Phase de lentes vibrations.* Ces ondes lentes ont cependant une période un peu plus courte que celle de la phase initiale. L'amplitude y atteint son maximum.

II_3, II_4, II_5, II_6... Groupes de périodes plus courtes et d'amplitudes encore grandes, mais progressivement décroissantes.

3). *Portion ou phase finale.*

Le mouvement s'éteint graduellement, et la sensibilité particulière du séismographe intervient ici efficacement pour prolonger plus ou moins cette partie du mouvement, qui ne cesse qu'à un moment

difficile à préciser. Láska a pu encore subdiviser cette période en plusieurs groupes distincts de mouvements[1]. Mais cette manière de voir est actuellement abandonnée; on regarde, en effet, les renflements de la phase principale comme représentant des ondes qui reviennent à la station par les antipodes, après avoir fait le tour de la terre, une, deux et même trois fois; cela résulte nettement des observations faites à Göttingen[2]. Ces ondes sont naturellement de plus en plus faibles, par suite de l'absorption de la force vive par le frottement intra-moléculaire dans les couches terrestres.

D'une façon générale, dans tout cet ensemble, les groupes de plus longues périodes précèdent les autres, et c'est de la période propre d'oscillation du pendule que dépend, dans une certaine mesure, la position de l'oscillation d'amplitude maximum.

Les diagrammes de la composante verticale ne diffèrent qu'en d'insignifiants détails de ceux des composantes horizontales[3]. En particulier, les frémissements préliminaires y commencent beaucoup plus tôt.

Parmi les éléments des diverses phases du mouvement séismique, ceux qui sont susceptibles d'être mesurés sur les diagrammes, comme l'amplitude, la période, la durée, la longueur d'onde, varient, ainsi qu'il fallait s'y attendre, suivant les tremblements de terre et aussi les lieux d'observation. De l'examen des tracés de onze grands séismes arrivés de 1899 à 1902, Omôri a synthétisé les mesures nombreuses opérées par lui en un intéressant schéma, qui donne l'allure générale moyenne des téléséismogrammes (Tableau XXX).

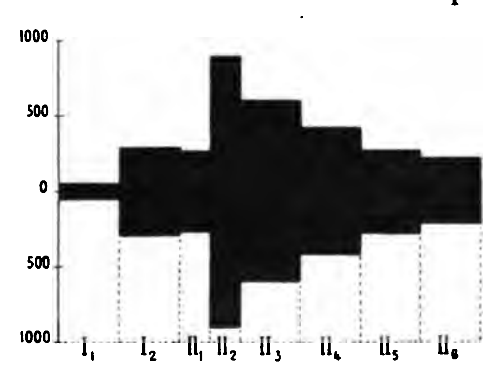


Fig. 108. — Représentation schématique des éléments mesurables d'un téléséismogramme d'après Omori).

Dans les téléséismogrammes très complets, on a été amené à cons-

[1] Bericht über die Erdbeben Beobachtungen in Lemberg während des Jahres 1901 *Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss.*, N. F., IX, 1902).

[2] Angenheister. Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Absorption von Erdbebenwellen, die durch den Gegenpunkt des Herdes gegangen sind (*Göttinger Nachr.*, 906, Heft 1).

[3] Schlüter. Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen. II Theil. Translationsschwingungen (*Beiträge zur Geophysik*, 1903, V, p. 401).

TABLEAU XXX

Tableau des tremblements de terre utilisés par Omôri.

DATE	ORIGINE
4 septembre 1899 . . .	Côte S. W. de l'Alaska.
11 septembre 1899 . . .	
0 septembre 1899 . . .	Aïdin (Smyrne).
6 janvier 1900.	Sumatra.
20 janvier 1900.	Mexique.
18 septembre 1900 . . .	(?).
9 octobre 1900.	(?).
29 octobre 1900.	Caracas.
18 avril 1902	Guatémala.
22 août 1902	Kachgar (Turkestan).
22 septembre 1902 . . .	Guam (Mariannes).

tater, après la phase principale, une certaine récurrence de groupes similaires de mouvements, qui, tout en s'affaiblissant et en perdant la netteté de détails, se répètent, souvent deux fois, parfois trois fois et même plus, tout en restant bien reconnaissables. C'est ce que Milne[1] a appelé les *échos du tremblement de terre*, suggérant ainsi par ce nom même une explication possible de cette remarquable disposition, à savoir que des ondes séismiques réfléchies pourraient venir se faire enregistrer après la phase principale. Cette explication, d'ailleurs très plausible, n'a cependant pas tellement de certitude que le savant séismologue anglais lui-même pense que l'on pourrait peut-être y voir aussi des ondes ayant franchi l'antipode du point de départ, en passant par la station d'observation. En tout cas, la constance de l'intervalle de temps qui sépare l'apparition des groupes récurrents, une demi-heure environ, n'est guère favorable à la première hypothèse; en effet, cela supposerait entre les masses supposées entre lesquelles se ferait la réflexion, comme pour une onde sonore entre deux murs, une distance constante de 8 300 ou de 3 000 mètres, suivant qu'on admettrait que ce sont des ondes de compression ou non. Ne vaudrait-il pas mieux penser que le processus du tremblement de terre se produit par différents soubresauts d'allure similaire, mais décroissante, venant successivement se faire enregistrer ? L'objection relative à la constance de l'intervalle du temps n'en subsisterait pas moins, il faut bien le reconnaître. Quoi qu'il en soit, les échos des tremblements de terre, déjà

[1] *Brit. Ass. for the adv. of sc. Seismological investigations Committee.* Fourth report (1899, p. 67). Fifth report (1900, p. 71).

reconnus sous le nom d'*Uri Kaishi* par les séismologues japonais, restent encore une mystérieuse particularité des téléséismogrammes.

Les séismologues japonais se sont tout spécialement occupés de la mesure des éléments des séismogrammes, et la plupart des résultats que l'on va donner plus loin sont tirés de leurs immenses travaux dans cette direction[1]. On ne peut dire cependant qu'il s'en dégage encore de loi générale bien nette.

La durée d'un tremblement de terre, telle du moins qu'on la trouve évaluée dans d'innombrables relations, varie dans de très grandes limites pour un phénomène généralement assez fugitif, de quelques secondes à plusieurs minutes. Les fractions d'heure et les heures, souvent mentionnées, sont à rejeter, car elles résultent de la confusion entre des secousses différentes se succédant à de brefs intervalles, en un mot à des chocs consécutifs. Ainsi, parmi les séismes, les uns épuisent rapidement toute leur énergie, tandis que d'autres se composent de nombreuses oscillations ou vibrations d'intensités différentes. D'une façon générale, les durées sont presque toujours exagérées, tant paraît long le temps pendant lequel l'observateur sent la terre trembler sous ses pieds. Il peut arriver aussi que l'existence des tremblements de terre jumeaux vienne introduire une nouvelle cause d'erreur dans le sens de l'augmentation de durée, et justement, l'on a vu que, d'après Davison, ils se produisent assez fréquemment dès que l'aire d'ébranlement prend une extension notable, c'est-à-dire que le séisme est important, et par conséquent de durée plus grande, toutes choses égales d'ailleurs.

La durée est en rapport avec la nature du sol de la station d'observation, le mouvement s'éteignant plus vite dans les sols mous et peu cohérents.

Avec les téléséismes, ce n'est plus à des secondes que l'on a affaire, mais bien à un grand nombre de minutes, voire même à des heures.

Omôri a donné le tableau suivant des durées moyennes des huit premières phases des téléséismes :

[1] Omori and Hirata. Earthquake measurements at Miyako (*Journ. Coll. of Sc. Imp. Univ.*, 1899, XI).— Omori. Results of the horizontal pendulum observationsof earthquakes July 1898 to December 1899, Tokyo (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1901, n° 5, 6.). Macroseismic measurements in Tokyo (*Id.*, 1902, n° 10, 11). Horizontal pendulum observations of earthquakes at Hitotsu bashi 1900 (*Id.*, 1903, n° 13.)— Imamura. On Milne horizontal pendulum seismograms obtained at Hongo, Tokyo, July 1899 to December 1702 (*Id.*, 1904, n° 16). — Omori. Horizontal pendulum observations of earthquakes; Similarity of the seismic motion originating ut neighbouring centres (*Id.*, 1905, n° 21, p. 10). On earthquake motion (*Publ. of the earthq. investig. Comm. in japanese*, 1903, n° 41).

TABLEAU XXXI

Durée moyenne des phases des téléséismes

(d'après Omóri).

PHASES	Minutes	Secondes	RAPPORT
I_1	9	43	100
I_2	9	13	95
II_1	2	55	30
II_2	4	48	49
$II_1 + II_2$	7	43	79
II_3	8	50	91
II_4	9	11	95
II_5	9	11	95
II_6	8	33	88
	$1^h\ 1'\ 50''$		

On a souvent affirmé que la durée d'un tremblement de terre augmente avec la distance entre son foyer et le point où on l'observe. Si l'ébranlement initial se compose d'ondes de vitesses différentes de propagation, cela s'explique très simplement, le retard des plus lentes par rapport aux plus rapides ne pouvant que s'accentuer à mesure que la distance devient plus grande. Cependant Milne[1] trouve difficile d'admettre, par exemple, qu'un tremblement de terre ayant duré 2 ou 3' au Japon puisse être représenté à Shide (île de Wight) par des mouvements se continuant pendant 2 ou 3 heures. Il pense que l'origine de cette opinion tient à deux causes : d'une part, dans les stations européennes on ne fait pas la distinction entre les mouvements originaires, tantôt courts, de quelques secondes et à vibrations rapides, tantôt longs, de quelques minutes et à périodes beaucoup plus lentes, ceux-ci ne formant guère que 5 p. 100 du total des secousses ressenties à Tokyo; d'autre part, les appareils des stations éloignées, employés pour enregistrer les téléséismes, ne sont pas du même système que ceux utilisés pour les séismes locaux, de sorte que les résultats n'en sont pas comparables. Aussi, en examinant de plus près la question, voit-on la phase terminale durer en réalité plus longtemps à Tokyo que dans les observatoires italiens. L'idée que la durée augmente avec la distance n'est donc pas conforme aux faits, et Milne trouve la confirmation de ce désaccord dans le fait que 24 séismes japonais de

[1] Earthquakes varieties and earthquake duration (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Fourth report on seism. invest., 1899, p. 65).

1894 enregistrés à Rocca di Papa, Rome et Sienne, ont donné des téléséismogrammes durant de 70 à 4 800″.

Voici comment on peut se figurer, d'après Milne[1], ce phénomène paradoxal que la durée d'un tremblement de terre augmente avec la distance. Un ébranlement qui, par exemple, a duré 6′ à son origine, c'est-à-dire dont le séismogramme a été directement tracé durant ce temps, a déjà perdu à 200 ou 300 kilomètres la moitié de son énergie, de sorte que son enregistrement sur un appareil semblable au premier sera d'une durée bien moindre. Puis, à une certaine distance, un semblable séismographe n'indiquera plus rien. Au delà de cette distance, cependant, un pendule horizontal libre serait

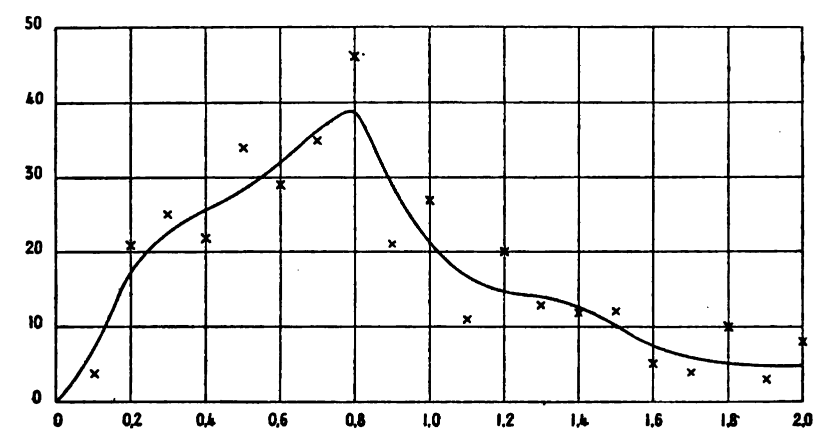


Fig. 109. — Distribution des périodes du mouvement horizontal maximum pour 332 séismes enregistrés à l'Observatoire central de météorologie de Tokyo (d'après Omôri).

encore actionné, et 16′ après qu'un mouvement séismique sera complètement éteint à Tokyo, et que le séismographe pour l'enregistrement des chocs locaux y sera revenu au repos, le mouvement aura atteint l'Europe, et les appareils les plus délicats seront actionnés pendant deux ou trois heures. On peut s'imaginer qu'à certains égards, il se passe quelque chose d'analogue à ce qui se produit dans un étang à la suite du jet d'une pierre : bien longtemps après que les perturbations se sont éteintes en son milieu, de faibles ondes successives viennent battre ses bords. La durée totale du mouvement s'étend du début de la première impulsion à l'extinction totale, et avec un séisme même modéré, le tout peut durer pendant plusieurs heures, ce qui ne nécessite pas le moins du monde l'intervention d'un accroissement de durée avec la distance.

[1] *Seismology* (London, 1898. p. 94).

La période, c'est-à-dire le temps qu'une particule terrestre emploie à faire une oscillation complète, varie suivant la phase considérée, et aussi avec la nature du sol de la station, la distance de l'épicentre et bien d'autres circonstances mal connues encore. Audessus de 4″, les sens ne perçoivent plus le mouvement séismique.

Les plus rapides périodes sont celles des *ripples* des séismo-

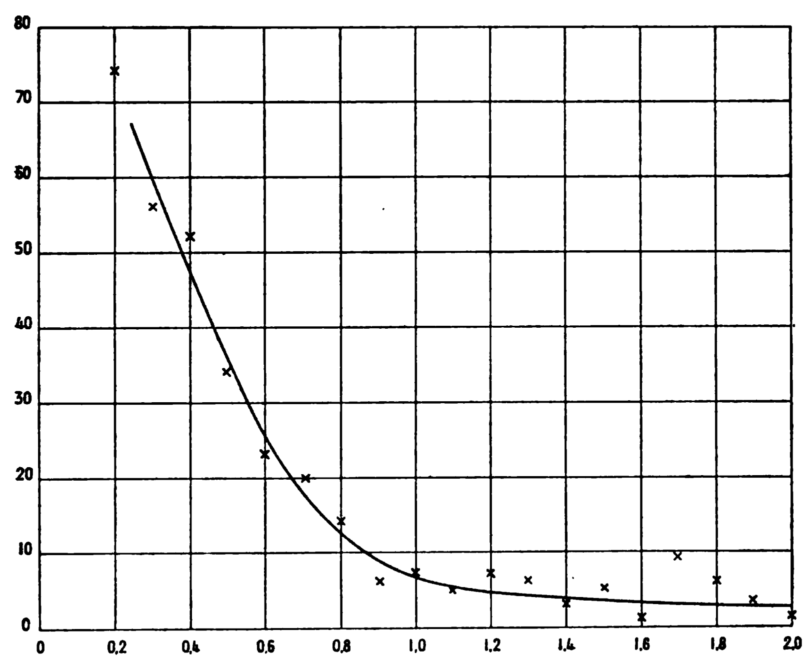


Fig. 110. — Distribution de l'amplitude maximum pour 332 séismes enregistrés à l'Observatoire central de météorologie de Tokyo (d'après Omôri).

logues anglais, ces frémissements excessivement ténus qui se superposent aux vibrations des séismogrammes et correspondent vraisemblablement aux phénomènes sonores ou retumbos. Ensuite, viennent les mouvements préliminaires, dont la période varie de 1/5 à 1/2 de seconde. Les séismes décidés, de 10 à 20^{mm} d'amplitude, ont des périodes de 2 à 2″,5, d'autant plus longues, toutes choses égales d'ailleurs, que le sol est plus mou. A 6 000 milles du foyer, un téléséisme a de 5 à 12″ pour la période des frémissements préliminaires, et de 20 à 40 pour celle des vibrations de la phase principale. Un mouvement vertical de 2^{mm} d'amplitude a, d'ordinaire, une période d'une demi-seconde seulement.

L'amplitude est le déplacement total de la particule terrestre de

part et d'autre de sa position de repos, pour chacune des vibrations ou oscillations qu'elle exécute. Elle joue un rôle prépondérant dans les effets matériels des tremblements de terre, avec cette restriction que grande amplitude et lente période ou faible amplitude et rapide période peuvent amener le même résultat effectif.

Une amplitude de 1 à 2 millimètres est déjà fortement ressentie; dangereuse à 10, elle est destructive à 20 et au delà. Au-dessous de 1 millimètre d'amplitude, le mouvement vertical est rarement enregistré par les appareils. Pour les grands tremblements de terre, l'amplitude ne peut être mesurée, mais alors sa valeur maximum peut se déduire des effets sur les constructions, soit directement, soit par la formule :

$$a = \frac{T^2 A}{4 \pi^2}$$

où T est la période et A l'accélération maximum, estimée d'après les effets sur des objets de dimensions déterminées.

L'amplitude du mouvement horizontal est en moyenne 6 fois plus grande que celle du mouvement vertical[1].

Omôri a trouvé, pour 332 séismes enregistrés à l'observatoire météorologique central de Tokyo, de septembre 1887 à juillet 1889, que 59 et 19 p. 100 avaient des amplitudes variant respectivement

TABLEAU XXXII

Amplitude des phases de 11 séismes enregistrés à Tokyo
(d'après Omôri).

Phases	Millimètres	Rapports
I_1	0,24	1,0
I_2	1,35	5,6
II_1	1,32	5,5
II_2	4,36	18,2
II_3	2,93	12,2
II_4	2,02	8,4
II_5	1,35	5,6
II_6	1,03	4,3

de $0^{mm},2$ à $0^{mm},5$ et de $0^{mm},6$ à 1^{mm}. Il a donné aussi pour les télé-séismogrammes des 11 grands tremblements de terre extérieurs,

[1] Seikei Sekiya. Earthquake measurements of recent years especially relating to vertical motion (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 83).

déjà mentionnés plus haut, les valeurs moyennes des amplitudes des huit premières phases (Tableau XXXII).

Le même séismologue a calculé les longueurs d'ondes :

Premiers frémissements préliminaires	104	kilomètres
Phase initiale de la portion principale	150	—
Phase rapide de la portion principale	38	—

Agamennone[1] ayant estimé à 2 kil., 7 par seconde la vitesse de propagation des ondes principales du tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 et à 12″ l'inclinaison du sol accusée par les séismographes italiens, en a conclu à une distance de 54 kilomètres de crête à crête pour les vagues terrestres à leur arrivée en Europe et d'une dénivellation, ou amplitude verticale, de $0^m,5$. Le défaut bien avéré d'amortissement de ces appareils ne permet pas d'accorder une très grande confiance à ce dernier résultat, les mouvements propres des pendules intervenant pour augmenter l'inclinaison apparente, et cet effet ne peut être éliminé. En réalité, les longueurs d'ondes terrestres sont beaucoup plus considérables et leurs hauteurs moindres. Les équations à employer ici sont celles de la sinusoïde

$$y = A \operatorname{Sin} \frac{2\pi x}{l}$$

avec la relation

$$A = \frac{l}{2\pi} \operatorname{tg} i;$$

y et x sont les coordonnées d'un point de l'onde, l la distance de crête à crête, A l'amplitude verticale et i l'inclinaison maximum.

Les séismogrammes peuvent, mais dans une certaine mesure seulement, et dans des conditions étroitement déterminées, donner des renseignements sur l'intensité du séisme correspondant. Cela suppose qu'à une même station, il ait été enregistré un nombre suffisant de diagrammes d'autant de tremblements de terre, provenant d'une même région et d'intensité connue à l'origine ; et alors, la connaissance de leurs caractères différentiels permettra d'en déduire l'intensité dans la région épicentrale, en l'absence de tout renseignement directement obtenu. C'est ce qui a été fait à Leipzig pour les tremblements de terre assez fréquents de l'Erzgebirge, et Credner[2] a

[1] Il terremoto dell' India del 12 giugno 1897 registrato in Europa (*R. c. d. R. Acc. dei Lincei. Cl. di sc. fis., mat. e nat.* 1898, VII, 265, Roma).

[2] Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig (*Abhandl. d. kgl. sächsischen Ges. d. Wiss.* (*mat. phys. Kl.*), 1904, XXVIII, p. 420).

pu distinguer nettement trois types différents de séismogrammes correspondant aux intensités IV, V et VI-VII. Ce genre d'observation est d'ailleurs unique, jusqu'à présent, et il faut reconnaître que l'intérêt en est restreint. Il en va tout autrement d'un des principaux problèmes de la séismographie, la recherche de l'origine d'un diagramme donné.

Les séismogrammes présentent assez fréquemment pendant

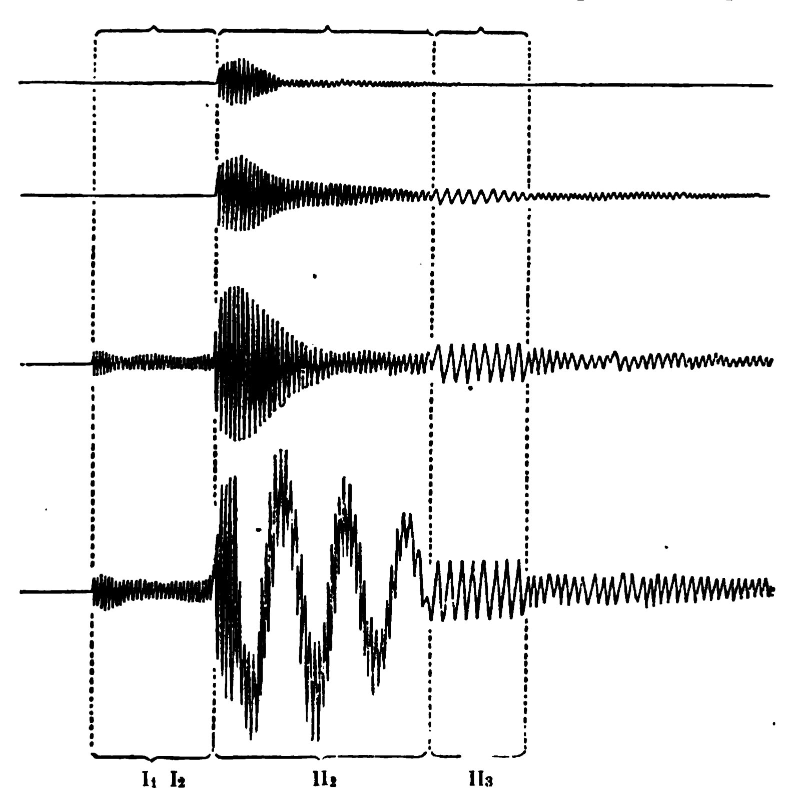


Fig. 111. — Diagrammes enregistrés à Leipzig des séismes de l'Erzgebirge suivant leurs intensités (d'après Credner).

toute leur durée une série de fines indentations, ou crêpures, les *ripples* des séismologues anglais et japonais, qui ont été malheureusement fort peu étudiées encore. Omôri et Hirata[1] les ont signalés pour 13 des 27 principaux séismes observés à Miyako, du 15 juin 1896 au 3 juin 1897. Tout ce qu'on en sait résulte à peu près exclusivement de cette série d'observations. Leur période est la même pour les trois composantes.

[1] Earthquakes measuraments at Miyakò (*Journ. Coll. of Sc. Imp. Univ.*, 1899, XI, p. 161).

Leurs amplitudes sont plus grandes et leurs périodes plus longues pour la phase principale que pour les phases initiale et finale. La période varie de 0″,4 à 0″,087. Elles se superposent à de plus lentes oscillations dont la période varie de 0″,56 à 1″,7 et quelquefois même de plus fines et plus rapides indentations les accidentent aussi. Omôri et Hirata n'ont pas cherché à profiter de ces observations pour vérifier l'exactitude de la suggestion énoncée que ces ripples correspondraient aux retumbos, de sorte que ce point reste encore hypothétique.

Depuis les travaux d'Omôri et ceux postérieurs dus à d'autres séismologues, les séismogrammes permettent de calculer assez approximativement la distance à laquelle s'est produit le tremblement de terre correspondant. Ce renseignement est de la plus haute utilité. En effet, beaucoup de séismogrammes ne trouvent pas leur contre-partie dans les informations de la presse ou dans d'autres publications, parce que leurs foyers sont situés en mer, ou dans des régions peu civilisées. Or, si ces distances sont connues pour trois observatoires, on pourra limiter étroitement l'origine à une faible portion de la surface terrestre. Il se trouve justement que les origines ainsi déterminées sont toujours tombées, jusqu'à présent, à l'intérieur de régions séismiques connues, ce qui confirme pleinement les résultats de la *Géographie séismologique* et ne laisse pas supposer qu'il puisse exister à la surface du globe d'autres régions instables qu'auraient fait échapper encore les lacunes des explorations, comme en Afrique, dans l'Asie centrale, dans les Terres antarctiques, etc. Le problème présente donc une grande importance, outre cet intéressant et curieux résultat de savoir qu'il a tremblé en un pays dont on n'a reçu aucune information directe, ce qui se vérifie ultérieurement.

Au premier coup d'œil, on peut diagnostiquer qu'un séismogramme provient d'un foyer éloigné, ou rapproché, autrement dit qu'il s'agit d'un téléséisme ou non. Les diagrammes diffèrent beaucoup,

Fig. 112. — Crépures, ou *Ripples*, de la composante verticale du faible tremblement de terre local ressenti à Miyako le 31 août 1896 (d'après Omôri et Hirata).

en effet, suivant qu'ils correspondent à un macroséisme local, né sous la station ou en son voisinage immédiat (quelques kilomètres), ou à un macroséisme voisin, produit à moins de 500 kilomètres, ou enfin à un téléséisme d'origine plus éloignée encore, pouvant aller jusqu'à l'antipode même. Une expérience constante montre que la distinction se fait très nettement au moyen de la phase préliminaire, ou préphase, absente pour les séismes locaux, courte et simple pour les ébranlements voisins, plus longue et divisible en deux groupes pour les téléséismes. Déjà l'on voit donc la préphase en rapport direct avec la distance de l'origine.

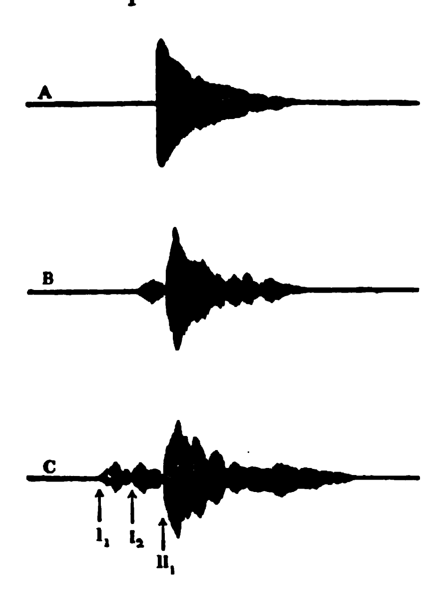


Fig. 113. — Séismogrammes comparés de macroséismes locaux voisins, ou de téléséismes.

De son côté, Omôri[1] a montré que les séismogrammes obtenus en une station se distinguent facilement entre eux suivant les régions dont ils émanent, pourvu qu'elles ne soient pas trop éloignées, ceux d'une même provenance ne différant que par des détails correspondant à leurs intensités. Ainsi d'un grand nombre de tracés, il a pu définir pour Tokyo cinq types différents, suivant la situation du foyer :

Séismes locaux dont le foyer est à moins de 100 kilomètres,

Séismes voisins provenant de :
- l'Échigo,
- la côte sud de la presqu'île d'Izu,
- la côte N.-E. du Nippon et S.-E. d'Yeso,
- Kiushiu et d'Oshima (Liu-Kiu).

Sans doute, ce sont les différences de constitution des roches traversées qui s'impriment ainsi sur les séismogrammes, et il serait très désirable d'exécuter un semblable travail pour tous les observatoires. On objecte, toutefois, à la possibilité d'une influence de la constitution géologique du sol la longueur considérable que pré-

[1] Horizontal pendulum observations of earthquakes in Tokyo; Similarity of seismic motion originating at neighbouring centres (*Publ. of the earthquake invest. Comm. in for. lang.*, 1905, n° 21, p. 9.).

sentent les ondes séismiques de la phase principale, par exemple 80 kilomètres pour une période de 20″ et une vitesse de propagation de 4 kilomètres. Des longueurs de 120 à 150 kilomètres ne sont pas rares non plus. Alors, les différences d'aspect des diagrammes ne résulteraient que des différences de nature de l'ébranlement aux lieux mêmes de sa production. Est-ce admissible? Mais il est facile d'aller beaucoup plus loin que cette différentiation purement qualificative, pourrait-on dire.

On a d'abord une règle empirique, d'emploi très satisfaisant, et qui consiste à multiplier par 5,5 la différence du nombre de secondes des temps des commencements de la phase principale et de la préphase. Ainsi, par exemple, Etzold[1] a pu estimer, avec une erreur relative de 1,4 0/0, à 11 440 kilomètres ($16^h33' - 15^h58'20'' = 2080''$) 5,5, la distance de Leipzig au foyer du tremblement de terre de Céram du 30 septembre 1899, qui, mesurée sur l'arc de grand cercle, est, en réalité, de 11 600. On a aussi une autre règle empirique : exprimer en minutes la différence du temps de commencement de la première et de la seconde préphases, diminuer cette différence d'une unité et l'on aura la distance sphérique en mégamètres (1 000 kilomètres).

Malgré la grande approximation de ce résultat, on ne s'est pas contenté de cette règle, qui a paru trop grossière. Peu employée, on lui en a préféré d'autres qui, véritablement, ne donnent cependant pas des résultats beaucoup plus exacts, ainsi qu'on le verra, si du moins on s'en tient à une formule générale, applicable à tous les observatoires. Ces méthodes reposent sur cette remarque d'Omôri qu'à une constante près, la durée des frémissements préliminaires et la distance de la station au foyer du tremblement de terre varient proportionnellement. Il en a déduit l'équation empirique :

$$x^{km} = 7{,}27 . y'' + 38^{km}$$

où y est la durée totale, en secondes, des frémissements préliminaires, ou de la préphase. Valable jusqu'à 2 000 kilomètres, il faut lui en substituer une autre au delà :

$$x^{km} = 17{,}1\ y'' - 1360^{km}$$

où y est la durée des premiers frémissements préliminaires seuls, leur terminaison étant généralement mieux discernable à ces distances que le début de la phase principale.

[1] Das Wiechertsche astatische Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig und die von ihm gelieferten Seismogramme von Fernbeben (*Ber. d. mat. phys. Kl. d. kgl. Ges. d. Wiss. zu Leipzig*, 1902, p. 283).

Dans trois mémoires se succédant à peu d'intervalle, Stiattesi[1] a discuté les résultats des équations d'Omôri en les appliquant aux séismogrammes obtenus à Quarto Firenze pour 20 tremblements de terre, dont plusieurs déjà utilisés par le séismologue japonais, et il en a déduit des équations un peu différentes :

$$x^{km} = 5{,}34\, y'' + 38^{km}$$
$$x^{km} = 19{,}1\, y'' - 235^{km}$$

Le tableau suivant montre la comparaison des résultats obtenus au moyen des deux groupes de formules avec la distance réelle :

TABLEAU XXXIII

Comparaison entre les distances vraies et les distances calculées

(d'après Stiattesi et Omôri).

Tremblement de Terre			Région	Épicentre	Distance vraie	Distance calculée Formules de :	
Jour	Mois	Année			Km.	Stiattesi Km.	Omori Km.
31	Mars.	1901	Roumélie.	Cap Kalagria.	1465	1421	1920
5	Juillet.	1902	Salonique.	Bani.	1037	999	1346
29	Mai.	1903	Iles Ioniennes.	Corfou.	865	951	1281
10	Février.	1904	Émilie.	Marola.	100	102	125
4	Avril.	»	Macédoine.	Kustendil.	987	1015	1368
10	»	»	Bulgarie.	Sophia.	976	973	1310
20	Janvier.	1905	Thessalie.	Larissa.	1054	1079	1455
1	Juin.	»	Albanie.	Scutari.	677	695	932
8	Septembre.	»	Calabre.	Monteleone.	693	668	895
8	Octobre.	»	Bulgarie.	Sophia.	976	983	1324
8	Novembre.	»	Balkhan.	Tajardi.	1187	1098	1492
26	»	»	Bénévent.	Apice.	414	412	547
2	Janvier.	1906	Croatie.	Agram.	431	433	576
19	Avril.	1902	Guatémala.	Quelzaltenango	9712	9396	9156
23	Septembre.	»	Guatémala et Mexique.	Oaxaca.	9879	9873	9584
14	Janvier.	1903	Açores.	En mer.	3052	2768	3222
29	Avril.	»	Arménie.	Lac de Van.	2775	2768	3222
4	»	1905	Inde.	Dharam-Sala.	5628	6053	6164
23	Juin.	»	Asie Centrale.	Kiakhta.	6660	6569	6625
31	Janvier.	1906	Colombie.	Buenaventura.	9589	9796	9533

Les formules de Stiattesi donnent ainsi des résultats beaucoup plus approchés que celles d'Omôri. Il faut donc admettre que chaque

[1] Nuove formole per la determinazione della distanza degli epicentri sismici coi dati dei sismogrammi (*Osserv. geodin. di Quarto*, 22 nov. 1905. — *Riv. di. Fis., mat. e sc. nat. di Pavia*, Febbraio 1906, VII, n° 74. — *L'Astrofilo*, Marzo 1906. Milano).

observatoire doit employer des formules propres, ne différant que par la valeur des coefficients. Cela tient évidemment aux différentes couches traversées par les ondes séismiques, ce qui modifie les séismogrammes. Il y a tout lieu de supposer que ces coefficients devraient varier aussi légèrement, pour chaque provenance, de même qu'Omôri a pu diviser en cinq groupes les tracés de Tokyo, suivant le pays où les séismes se sont produits dans le Japon. Le système des séismographes employés n'est pas non plus sans exercer une influence perturbatrice, qui se répercute sur la valeur des coefficients. Raisonnablement, donc, il ne faut demander à ces équations qu'un renseignement approché, non une exacte détermination de l'épicentre. La méthode n'acquerra toute sa valeur que si chaque observatoire fixe ses propres équations, et l'on pourra restreindre alors dans de faibles limites la surface à l'intérieur de laquelle le tremblement de terre s'est produit. Mais toutes les régions séismiques d'où émanent les violentes secousses sont bien connues maintenant, et il y a bien peu de chance que des tremblements de terre *mondiaux*, c'est-à-dire ceux qui actionnent les séismographes du monde entier, les *Weltbeben* des séismologues allemands, échappent aux si puissants moyens d'information de l'époque actuelle. Autrement dit, l'intérêt de la méthode se restreint aux tremblements de terre sous-marins, dont l'origine ne peut guère se déterminer autrement, dans la plupart des cas.

Milne[1] a tiré de très intéressantes conclusions de l'application qu'il a faite successivement, depuis 1902, des équations d'Omôri à la recherche des épicentres des tremblements de terre mondiaux, dans les rapports annuels du comité séismologique de l'Association britannique pour l'avancement des sciences. Une quarantaine d'observatoires, tous munis du pendule horizontal Milne, sont disséminés à la surface du globe, principalement dans les colonies anglaises, et forment ainsi un réseau relativement très dense et remplissant l'importante condition de l'unité d'appareil. Depuis 1899, Milne a pu rechercher l'épicentre de 462 tremblements de terre mondiaux, et il a figuré la mappemonde de leur distribution générale qui, d'après lui, dessine 13 ovales inégaux. Sauf un qui s'étend des Alpes à l'Himalaya, plus loin même encore à l'Est dans le Yun-nan, les douze autres sont situés sur la surface maritime de la terre, soit entièrement, soit sur leur plus grande partie. Il en résulterait que les tremblements de terre mondiaux émaneraient pour la plupart de

[1] Seismological observations and earth-physics (*Geogr. Journ.*, London, January 1903).

la surface terrestre immergée, ce qui infirmerait toute notre *Géographie séismologique*, basée, elle, exclusivement sur l'observation et non sur le calcul. Cette contradiction suffit à faire condamner la brillante synthèse de Milne, mais ce n'est pas le lieu d'en faire ici la critique de détail[1]. D'ailleurs, la nécessité, démontrée par Stiattesi, de formules particulières à chaque station séismologique suffit à expliquer ce désaccord. En outre, il est bien avéré maintenant que les renseignements obtenus par le pendule horizontal Milne du réseau mondial de l'Association Britannique ne sont absolument pas utilisables, faute d'amortissement; leurs indications peuvent amener des différences de 10 minutes, ce qui enlève toute valeur pratique à la curieuse méthode employée par le savant séismologue anglais. Les ovales océaniques de Milne ne peuvent donc être acceptés, et ce n'est pas dans ces régions, à peu près exclusivement sous-marines, de l'écorce terrestre qu'il convient de localiser les compartiments les plus instables.

Il est une autre raison pour diminuer le degré d'exactitude que l'on est trop porté à accorder aux formules d'Omôri. Imamura[2], dans un travail auquel on n'a peut-être pas attribué toute l'attention qu'il mérite, a montré que les particularités des séismogrammes, notamment la phase du maximum absolu, ne coïncident pas dans une même station avec des pendules Milne ou Omôri, et dépendent dans une certaine mesure de leurs oscillations propres. Il s'introduit de ce chef ainsi une nouvelle cause d'erreur, cette non-coïncidence devant se répercuter sur les instants de début ou de terminaison des diverses phases.

En résumé, le calcul de la distance au foyer au moyen des séismogrammes ne peut donner qu'une information rapide sur la région séismique d'où sont émanés les ébranlements correspondants. Il ne faut pas en exiger davantage. Aussi a-t-on cherché à tirer plus des diagrammes. C'est ce qu'a fait Láska[3], au moyen d'une formule donnant la distance D à l'épicentre :

$$D = \frac{1}{4}\left[(B + V_2) - (2\,V_1 + 1)\right] 1000^{km}$$

où V_1, V_2 et B sont respectivement les instants du commencement

[1] De Montessus de Ballore. Sur les régions océaniques instables et les côtes à vagues séismiques (*Arch. sc. ph. et nat. de Genève*, Juin 1903, p. 640).

[2] Notes on Milne horizontal pendulum seismograms (*Rep. of the meetings of the Tokyo phys. mat. Soc.*, 1903).

[3] Ueber die Berechnung der Fernbeben (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1901, XIV).

des frémissements préliminaires, de la seconde préphase et de la phase principale. Puis, connaissant les coordonnées géographiques de trois stations, il en déduit une méthode de calcul pour la détermination de celles du foyer. Par exemple, quatre séismogrammes enregistrés à Leipzig en 1902 ont donné à Sieberg les résultats suivants pour la distance à l'épicentre, comparativement avec celle mesurée sur l'arc de grand cercle :

TABLEAU XXXIV

Comparaison des distances calculées et mesurées de la station à l'épicentre (d'après Sieberg).

DATE DU SÉISMOGRAMME	DISTANCE	
	CALCULÉE Km.	MESURÉE Km.
28 mars.	11500	11500
19 avril.	9525	9500
5 juillet.	1375	1400
19 juillet.	460	460

L'extrême exactitude du résultat ferait illusion, si l'on oubliait que l'épicentre n'est pas un point. Les pénibles calculs nécessités par la méthode de Láska pour la détermination des coordonnées géographiques du foyer apparaissent ainsi hors de proportion avec le résultat cherché, et n'entreront probablement pas dans la pratique courante des observatoires, puisqu'il faudra toujours attendre de minutieuses descriptions pour être fixé sur la position de l'origine et les dimensions de l'aire épicentrale. Il serait très intéressant de vérifier si, en appliquant cette méthode aux 462 tremblements de terre mondiaux utilisés par Milne pour sa recherche de la répartition de l'instabilité séismique à la surface du globe, on retrouverait les 13 ovales dont il a été question. C'est peu probable, surtout pour ceux des séismogrammes qui ont été obtenus au moyen de son pendule horizontal.

En pratique et pour une rapide appréciation de la distance, on peut se contenter de l'une des deux règles suivantes :

La durée des premiers frémissements préliminaires en minutes, moins une, est, en mégamètres (1 000 kilomètres), la distance de l'origine du tremblement de terre.

La durée des frémissements préliminaires en minutes, moins une, est, en mégamètres, égale à trois fois la distance de l'origine.

Benndorf[1] en a vérifié la suffisante exactitude.

On peut s'aider aussi de la similitude des séismogrammes. Ainsi le 1er juin 1905 s'enregistrait à Laibach un tremblement de terre dont les composantes N.-S. et E.-W., d'ailleurs très différentes entre elles, ressemblaient étrangement à celles du désastre de Sinj du 2 juillet 1898. Sans attendre de dépêche télégraphique, Belar[2] put tout de suite annoncer aux journaux qu'un tremblement de terre venait de se produire aux confins de l'empire d'Autriche, vers le S.E., à une distance d'environ 610 kilomètres et d'une intensité plus grande que celle de celui de 1898, puisque pour une distance presque double, les composantes avaient cependant une amplitude plus considérable que sept ans auparavant. Ainsi un observatoire peut trouver à lui seul, et dans ses propres archives, des éléments d'informations lui permettant de suppléer à toute autre source de renseignement. Nul doute que ces procédés finiront par acquérir toute la précision qu'on est en droit d'en attendre dans l'avenir.

Grablowitz[3] a voulu affranchir les stations du pénible calcul des coordonnées géographiques de l'origine, en les dotant d'un procédé graphique permettant de savoir rapidement d'où vient l'ébranlement correspondant à un téléséismogramme. Il y est arrivé par la construction de mappemondes où sont tracés de 1 000 en 1 000 kilomètres les cercles terrestres ayant la station pour pôle. La superposition de ces cartes, dressées pour trois stations, résoudra le problème, si elles ne sont pas trop rapprochées, sinon leurs cercles équidistants se couperaient sous des angles trop aigus pour une bonne définition de leur point commun. C'est, par exemple, ce qui arriverait pour les planisphères de Rome et de Laibach.

Il reste à examiner un point assez intéressant relatif aux frémissements préliminaires, cet important élément des séismogrammes.

Les *ripples* des vibrations séismiques semblent, a-t-on dit, correspondre aux bruits séismiques. Mais ce ne sont pas les seules parties d'un diagramme qui peuvent être rapprochées de certains phénomènes particuliers accompagnant plus ou moins habituellement les tremblements de terre et l'on sait maintenant que les frémissements préliminaires jouent un rôle prépondérant dans la

[1] Ueber die Art der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen im Erdinnern (*Mitth. d. Erdbeben-Komm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1905, XXIX).

[2] Das Erdbeben von Skutari (*Die Erdbebenwarte,* 1905, V, p. 99).

[3] Planisfero ad uso della geodinamica (*Boll. soc. sism. ital.*, 1901, VII, p. 219). — Weltkarte der Azimuthe und der Entfernungen für Laibach (*Die Erdbebenwarte*, 1905, IV, p. 171).

manière dont les animaux perçoivent les mouvements séismiques.

On voit souvent relater que les grands tremblements de terre ont été précédés de l'agitation, du trouble même de divers animaux, sauvages ou domestiques. Il a déjà été signalé que si l'intervalle de de temps entre ces phénomènes et le tremblement de terre proprement dit, senti par l'homme, est assez grand, il doit s'agir de faibles secousses prémonitoires insensibles à ses sens plus grossiers et que les animaux perçoivent cependant par suite de meilleures conditions physiologiques d'observation. Cette assertion n'est que possible et plausible, n'ayant pas été soumise à des recherches scientifiquement dirigées; mais lorsque cet intervalle de temps ne dépasse pas quelques secondes, le problème a été complètement élucidé par Cancani[1], dont les recherches spéciales sur le sujet ont démontré l'exactitude de ce qu'avait énoncé Milne[2] en 1888, à savoir que les animaux sont plus sensibles que l'homme aux frémissements précédant les tremblements de terre, ce qui était alors une suggestion non vérifiée par l'expérience.

Pour résoudre la question, Cancani a très logiquement cherché à distinguer les tremblements de terre que les animaux perçoivent quelques secondes avant l'homme. Or, d'après ses observations, les animaux ne manifestent aucune agitation, en apparence prématurée, si le séisme est local. Pour des séismes plus importants, leur effroi ne précède pas la secousse principale autour de l'épicentre, et ils se troublent d'autant plus longtemps avant son arrivée que la distance au foyer est plus grande. Or il n'y a pas de frémissements préliminaires pour les séismes locaux, et ils croissent en durée à mesure que l'on s'éloigne de l'origine. L'accord entre les deux ordres de phénomènes établit leur mutuelle dépendance, ce qui confirme expérimentalement l'opinion de Milne. Du même coup disparaît tout motif à une prescience séismique des animaux, qu'on leur a bien souvent attribuée à tort; limitée à un temps très court, elle résulte seulement d'une sensibilité plus grande que chez l'homme aux frémissements préliminaires d'un ébranlement séismique.

[1] Sul così detto pressentimento degli animali nei terremoti (*Boll. soc. sism. ital.*, 1898, II, p. 66).

[2] Note on the effects produced by earthquakes on lower animals (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 1).

CHAPITRE XI

LE MOUVEMENT SÉISMIQUE
LA CONSTITUTION INTERNE DU GLOBE

Sommaire : Généralités. — Ondes élastiques longitudinales et transversales de Wertheim. — Ondes superficielles semi-élastiques et semi-gravifiques de Lord Rayleigh. — Anciennes expériences directes sur la vitesse de propagation des ondes artificielles. — Théorie de Harboe.— Expériences de Kusakabe et de Nagaoka sur les modules d'élasticité des roches. — Expériences d'Hecker. — Vitesse de propagations du tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886. — Insuccès de l'emploi des hodographes de von Seebach et de A. Schmidt. — Observations d'Agamennone. — Triangulation séismique de Tokyo par Imamura. — Observations de Cancani. — Séparation des ondes longitudinales, transversales et superficielles par Oldham et Milne. — Recherches de Rudolph, Imamura et Omôri. — Nature et propriétés des diverses ondes séismiques. — Observations de Göttingen. — Représentation schématique de la propagation des diverses ondes. — Relation réelle entre un séismogramme et la trajectoire d'une particule terrestre.
L'ancienne hypothèse de la fluidité interne du globe terrestre. — Applications de la séismographie à l'étude de l'état interne par Milne, Benndorff et Oldham.

En dehors des applications pratiques, à la recherche des moyens de rendre les constructions moins vulnérables aux tremblements de terre, on peut dire que tous les efforts de la séismologie moderne convergent vers deux buts fondamentaux : les causes géologiques des ébranlements du sol, d'une part ; la nature et la modalité du mouvement séismique au sein de la masse terrestre et le long des couches superficielles de son écorce, d'autre part ; c'est-à-dire les causes profondes des séismes, et l'essence mécanique du phénomène.

On est peut-être beaucoup plus près de la solution du problème géologique que de celle du problème physique et mécanique qui fait l'objet de ce chapitre. Cela tient, en partie, aux immenses progrès récents de la géologie qui ont permis de définir sur presque toute la surface terrestre les caractères différentiels des régions stables et instables ; tandis que nous sommes dans une ignorance profonde de la constitution interne de la masse terrestre, qui nous reste tout à fait inaccessible, et au travers de laquelle se propage le mouvement à étudier. On ne sera donc pas surpris des obscurités qui règnent sur ce second point, malgré les travaux des séismologues modernes

et la sensibilité de leurs appareils. Il faut bien reconnaître, d'ailleurs, que le problème géologique est le plus important, car seul il s'attaque directement à la cause du phénomène et à la recherche des actions tectoniques et orogéniques à rôle séismogénique. C'est là une vérité que la science séismologique officielle se refuse encore à reconnaître, du haut de la tour d'ivoire où elle s'enferme avec ses admirables appareils. Elle doit cependant s'y résoudre, depuis que les travaux des Suess, des Hœrnes et d'autres ont montré que les tremblements de terre sont intimement liés au passé, au présent et au devenir du relief terrestre. Une étude de physique ou de mécanique, même capable de nous renseigner, comme on le verra, sur l'état interne actuel du globe, ne saurait que pâlir devant ces horizons grandioses ouverts sur l'histoire de la planète.

La vitesse de propagation du mouvement séismique en est l'élément mesurable le plus facilement accessible à l'observation, en apparence du moins. C'est donc par là qu'il convient d'aborder le problème de la nature intime des tremblements de terre, et c'est dans cette voie qu'ont été dirigés les efforts les plus grands et les plus fructueux. La méthode historique sera la plus commode et la plus claire pour éliminer au fur et à mesure les notions successivement reconnues comme erronées ou incomplètes, et dues parfois à de fausses interprétations d'observations, enfin pour s'élever graduellement aux faits actuellement acquis par les progrès des instruments séismographiques les plus récents. Du reste, l'étude de la vitesse de propagation ne peut se poursuivre séparément de celle des propriétés du mouvement séismique lui-même, tel qu'il est transmis aux particules de la masse terrestre superficielle et interne, de sorte que les deux aspects de la question doivent être examinés ensemble et parallèlement.

On doit à Wertheim [1] les premières notions précises et rationnelles sur la propagation d'un mouvement dans un corps solide élastique, et ce sont celles qui s'accordent le mieux avec ce que l'observation a fait connaître relativement à la manière dont un tremblement de terre se propage d'un lieu à un autre. Le savant expérimentateur a su distinguer deux coefficients ou modules d'élasticité, correspondant aux deux manières dont les molécules d'un corps peuvent se communiquer de proche en proche et successivement un choc, un ébranlement ou une déformation, généralement quelconques, imprimés par une impulsion étrangère à l'une d'elles, ou

[1] Sur la propagation du mouvement dans les corps solides et liquides (*Ann. Chimie et Phys.*, 1851, XXI, p. 19).

pratiquement, à une portion limitée du corps. Il s'agit tout d'abord d'exposer cette conception idéale d'une décomposition de mouvement qui domine tout le sujet, en le débarrassant de tout appareil mathématique.

Considérons dans l'intérieur d'un corps solide une petite cavité, de forme sphérique pour fixer les idées, et supposons qu'on y fasse détoner un explosif ; ses parois seront dilatées radialement sur toute sa surface interne et, en raison de l'élasticité de la matière, non seulement cette dilatation sera d'amplitude restreinte, mais la surface, par un mouvement de retour, reviendra à sa position initiale ; en vertu du mouvement acquis, elle ne pourra s'y maintenir et la dépassera en dedans, puis y retournera, la redépassera de nouveau vers l'extérieur et ainsi de suite jusqu'à ce que la force vive, mise en jeu par l'explosion, finisse par être épuisée par les résistances intramoléculaires développées à la suite de ces oscillations graduellement décroissantes. C'est là une sorte de mouvement pendulaire de chaque molécule, de part et d'autre de sa position primitive d'équilibre. Mais, en même temps, la couche matérielle immédiatement extérieure à la sphère considérée aura reçu communication du même mouvement, légèrement atténué, et oscillera ou vibrera semblablement, autour de sa propre position initiale d'équilibre ou de repos. Elle aura aussi transmis son propre mouvement, de même un peu amorti, à la couche suivante, et ainsi de suite, de sorte que l'ébranlement dû à l'explosion se propagera de proche en proche à toute l'étendue du solide, en s'amortissant progressivement à mesure qu'augmente la distance à l'origine de l'ébranlement, parce que la force vive transmise d'une couche sphérique à la suivante est appliquée à un plus grand nombre de molécules et que se développent aussi de nouvelles résistances intramoléculaires. Ce processus constitue ce qu'on appelle des ondes de dilatation et de compression, normales ou longitudinales, en raison de ce que le mouvement élémentaire de chaque molécule par rapport à sa position de repos est normal à la surface sphérique, ou dirigé suivant son rayon, c'est-à-dire parallèle à la propagation.

Il est peu probable que de part et d'autre de la surface sphérique d'équilibre une particule se meuve sur le rayon ; il a été démontré par l'analyse mathématique qu'elle décrit une petite courbe fermée dont le grand axe est couché sur le rayon. Mais cela n'est pas pour changer le sens général de l'explication du phénomène.

De la même manière, on peut concevoir un phénomène mécanique qui tende à déplacer, ou à tordre sur elle-même, une portion

limitée de la surface sphérique, sans que les molécules mises en mouvement quittent cette même surface. Ce mouvement se communiquera à toute la couche sphérique et aussi, de proche en proche, aux couches suivantes, par suite, comme précédemment, de la liaison que l'état solide établit entre les diverses molécules. Mais celles-ci, au lieu d'osciller ou de vibrer perpendiculairement à la surface sphérique, et dans le sens même de la propagation du mouvement, exécuteront les mêmes divagations pendulaires sur cette surface même et perpendiculairement à la propagation. On aura ainsi des ondes de distorsion ou transverses.

Le son correspond à des ondes longitudinales, mais le jet d'une pierre dans l'eau à des ondes transversales. La lumière est produite par le mouvement transversal d'un milieu idéal, l'éther, supposé pénétrer tous les corps.

Dans le mouvement transversal aussi, une particule ne se meut point suivant un élément de ligne droite, mais décrit une petite courbe fermée. C'est ce qui se passe pour le mouvement oscillatoire de l'eau agitée par des vagues, et, en général, dans tous les mouvements périodiques auxquels on peut appliquer l'analyse harmonique.

Wertheim a eu le grand mérite de montrer qu'un ébranlement mécanique quelconque produit dans un corps solide élastique donnera lieu à des ondes longitudinales et à des ondes transversales qui se propagent chacune avec des vitesses différentes, celle des premières double de celle des secondes. Ces vitesses s'expriment en fonction de la densité du corps et de deux coefficients ou modules, représentant respectivement la résistance de la matière, dont est constitué le corps, tant aux changements de volume qu'à ceux de forme. Wertheim a mesuré expérimentalement ces deux coefficients pour un grand nombre de corps; mais leurs dimensions restreintes n'avaient pu lui permettre de vérifier le rapport 1/2 de leurs vitesses respectives de propagation. C'est par une intuition de génie qu'il avait prévu la possibilité de cette vérification au moyen des tremblements de terre, ébranlements qui se propagent à la surface et au sein de la terre dont les dimensions considérables, et pratiquement indéfinies, permettront la séparation des deux espèces d'ondes par le fait même de leurs différences de vitesse de propagation. Et, en effet, les observations modernes ont montré dans les séismogrammes la séparation des diverses ondes dans les phases du mouvement séismique par le fait même de leurs différences de vitesses de propagation, de sorte que les vues de Wertheim sont devenues, comme on va le voir, la base de la séismologie instrumentale.

Wertheim croyait trouver la vérification de sa conception dans ce fait que les relations de tremblements de terre rapportent des mouvements ondulatoires et des mouvements sussultoires et il pensait qu'ainsi la séparation des ondes longitudinales et transversales était effectivement réalisée.

La théorie du physicien français est restée pendant de longues années sans influence aucune sur les recherches postérieures relatives aux tremblements de terre, mais, à peu près à la même époque, il s'en est produit d'autres, indépendamment des siennes. Hopkins [1], par une voie toute différente avait cherché à se rendre compte de la nature du mouvement séismique, et Mallet [2] a introduit la notion des ondes de compression dans une définition dogmatique des séismes. Un tremblement de terre est simplement le passage, verticalement vers le haut et horizontalement dans toutes les directions, au travers de la croûte et de la surface terrestres, d'une ou de plusieurs ondes de compression, émanées d'un ou de plusieurs centres d'impulsion et qui peuvent être accompagnées d'ondes sonores et de vagues marines dépendant de l'impulsion initiale et des circonstances de position relativement à la mer et à la terre ferme. Il avait même cru reconnaître [3], malgré l'imperfection des appareils dont il disposait, la séparation des deux espèces d'ondes par suite de leurs différences de vitesses de propagation qu'il trouvait dans le rapport de $\sqrt{3}$ à 1, comme le voulait Cauchy, au lieu du rapport de 2 à 1, qu'admettait Wertheim. Il est d'ailleurs probable que ni l'un ni l'autre de ces deux rapports n'est exact ; le premier résulte de considérations mathématiques auxquelles la nature ne se plie qu'approximativement, et le second d'observations forcément assez sujettes à erreurs. Mallet considérait comme ondes longitudinales les secousses principales et comme ondes transversales les vibrations postérieures plus faibles par lesquelles se termine un tremblement de terre, distinction que les observations récentes sur les séismogrammes n'ont pas confirmée; mais c'était déjà là un progrès considérable en séismologie que cette séparation, même erronée.

Un peu après Wertheim, lord Rayleigh [4] publiait ses recherches

[1] Report on the geological theories of elevation of earthquakes (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, 1847, p. 33).

[2] On observation of earthquake phenomena (*Admiralty manual of scientific enquiry*. London, 1859).

[3] Fourth report upon the facts and theory of earthquake phenomena (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, 1858, p. 103).

[4] On waves propagated along the plane surface of an elastic solid (*Proc. London math. soc.*, 1855, XLVII, L).

sur les ondes superficielles élastiques, c'est-à-dire analogues pour la surface d'un solide à celles qui se développent et se propagent dans un liquide, et pour lesquelles l'élasticité joue le même rôle que la gravité pour ces dernières. Il conclut que, vraisemblablement, ces ondes d'une nouvelle espèce prennent une part importante dans le phénomène des tremblements de terre.

Ainsi, à en croire les travaux des physiciens, puisque les deux espèces d'ondes de Wertheim ne sont pas celles de lord Rayleigh, le mouvement séismique serait constitué par la propagation au travers des couches terrestres de trois espèces d'ondes, longitudinales, transversales et superficielles, chacune avec des vitesses différentes. Cette séparation effective n'a pas été admise par tout le monde, et en particulier, Knott [1] pense que même si, au début, l'ébranlement était *purement* longitudinal ou transversal, le seul fait de sa propagation au sein des couches terrestres si hétérogènes suffirait à le transformer en chaque point en ondes semi-élastiques, beaucoup plus complexes que les ondes longitudinales et transversales, opinion négative à laquelle se rallie Dutton [2]. Mais on va voir que les séismogrammes récents paraissent manifester très clairement non seulement la séparation effective des deux espèces d'ondes de Wertheim, longitudinales et transversales, mais encore l'existence des ondes superficielles semi-élastiques de lord Rayleigh, ainsi que les effets propres à chacune d'elles.

Cette première période des recherches théoriques sur la propagation du mouvement séismique a coïncidé avec les travaux séismologiques basés sur l'application aux tremblements de terre des méthodes modernes d'observation et de mesure qui a rempli le dernier quart du XIX[e] siècle, sous la vigoureuse impulsion de Mallet et de ses imitateurs, mais sans que le progrès des appareils séismographiques ait été suffisant pour amener l'accord cherché entre la théorie et l'observation, ce qui est le but à peine entrevu en ces dernières années. Pendant cette période, les propriétés élastiques des corps solides ont été en quelque sorte perdues de vue, et on a cherché à obtenir la vitesse de propagation du mouvement séismique en ayant recours à des tremblements de terre artificiels produits au moyen d'explosions, ou par la chute d'un corps pesant, comme un marteau-pilon. Malheureusement, les résultats ainsi obtenus diffèrent dans

[1] Earthquakes and earthquake sounds as illustrations of the general theory of elastic vibrations (*Trans. seism. soc. of Japan.*, 1888, XII, p. 115).

[2] The Charleston earthquake of August 31[st] 1886 (*Ninth Ann. Rep. U. S. geol. Survey*, 1888-89, p. 203. Washington). — *Earthquakes in the light of the new seismology* (New York, 1904).

des limites si étendues qu'ils n'ont plus guère qu'un intérêt historique, tellement leur désaccord est considérable. Il est donc inutile d'entrer dans le détail de l'expérimentation et il suffira de donner, en mètres par seconde, le tableau des principales vitesses ainsi obtenues.

TABLEAU XXXV

Vitesse de propagation des tremblements de terre artificiels.

NATURE DU SOL TRAVERSÉ	Pfaff [1]	Mallet [2]	Milne [3]	Abbot [4]	Fouqué et Michel Lévy [5]
Calcaire	547		900—1260		
Granite	539		800—1400		2450—3141
Granite compact		507			
Granite fendillé		398			
Grès.				2910—2750	
Grès houiller compact.					2000—2526
Grès permien .					1190
Marbre			800—1300		
Sable		250			
Schistes. . . .	737		1000—1600		
Schiste plissé .		331			
Tufs.			800—1100		

La faiblesse des nombres obtenus dans certaines de ces expériences résulte de ce qu'on a observé probablement des ondes purement superficielles dont la vitesse, correspondant à des couches extrêmement hétérogènes et peu denses, était, par conséquent, très inférieure à ce qu'elle aurait été pour des ondes séismiques naturelles, se propageant un peu plus profondément et dans des couches de modules supérieurs d'élasticité. Quelques résultats sont cependant à retenir. Ainsi, avec un même procédé d'expérimentation, la vitesse varie beaucoup avec la nature des couches traversées[6], suivant la distance parcourue (Abbott et Milne) et enfin suivant l'énergie de l'explosion (Abbott).

[1] *Geologie als exakte Wissenschaft* (Leipzig, 1873, p. 224).

[2] Account of experiments made at Holyhead (N. Wales) to ascertain the transit velocities of waves, analogue to earthquake waves (*Phil. Trans.*, 1864, p. 655).

[3] *Seismology* (London, 1898).

[4] On the velocity of transmission of earth waves (*Am. journ. of. sc. and arts.*, 1878, XV).

[5] Expériences sur la vitesse de propagation des secousses dans des sols divers. Mission d'Andalousie (*Mém. Ac. Sc. Paris*, XXX, n° 22, p. 55. 1889).

[6] Noguès. Sur la vitesse de transmission des ébranlements souterrains (*C. R. Ac. Sc.*, 1888, CVI, p. 1100).

TABLEAU XXXVI

Vitesse de propagation des explosions suivant la charge
(d'après Abbott).

CHARGE en kilogrammes de dynamite	VITESSE en mètres par seconde
200	2940
100	2910
35	2800

Cette dernière observation, que ne laisse pas soupçonner la théorie, trouvera son analogue dans les observations de Kusakabe, comme on le verra plus loin. Jusqu'à présent, on n'a pas introduit de considération relative à l'intensité relativement à la propagation des tremblements de terre, ce qu'il faudrait cependant faire, d'après cela.

Dans ses expériences, Milne a constaté des différences de vitesses pour les différentes composantes, horizontale et verticale, mais, seules, celles de Fouqué et Michel Lévy ont nettement confirmé la séparation des ondes de compression et de distorsion. Quoi qu'il en soit, l'insuccès de ces intéressantes recherches provient de ce que l'on observait à une distance trop faible du point d'explosion et de ce que les appareils, alors usités, n'étaient pas assez délicats pour séparer complètement les diverses ondes qui se superposaient entre elles et avec les mouvements propres des pendules, d'où résultait un ensemble indéchiffrable.

Les vitesses des séismes artificiels se divisent en deux groupes de valeurs, les unes faibles (Pfaff, Mallet, Milne), les autres plus considérables (Abbott, Fouqué et Michel Lévy). Les premières sont à rejeter, car elles sont en contradiction formelle avec les expériences plus exactes de Kusakabe, dont on parlera plus loin, et aussi avec les observations séismographiques ultérieures plus récentes. Parmi les auteurs des travaux modernes, Harboe[1] est seul à les défendre maintenant. Son travail est cependant de haute importance, non qu'il démontre l'exactitude des faibles vitesses dont il s'agit, mais parce que bien des anomalies constatées du mouvement séismique peuvent s'expliquer au moyen des mêmes considérations résultant de

[1] Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen (*Beiträge zur Geophysik*. 1905, VII, p. 379).

ce que le mouvement séismique, au lieu de s'irradier d'un point, émane simultanément des lignes épifocales couvrant la plus grande partie de l'aire d'ébranlement. Il y a là un changement radical dans la manière d'envisager le mouvement séismique, qui doit être nécessairement introduite dans l'étude de la vitesse de propagation, surtout depuis que Hobbs[1] a démontré par l'observation directe que les tremblements de terre peuvent s'expliquer par le déplacement en bloc des compartiments de la marqueterie terrestre; on conçoit quel changement ces deux manières de voir amènent, surtout à de faibles distances, dans le mode de propagation de l'ébranlement séismique. Il faut donc revenir sur la théorie des lignes épifocales.

On a vu précédemment comment Harboe a construit et défini ses lignes épifocales, en utilisant toutes les données de temps relatives à un tremblement de terre dans les diverses localités où il a été ressenti; elles sont, par définition, astreintes à la condition d'être équidistantes des homoséistes, c'est-à-dire des lieux des points où l'ébranlement du sol a été signalé au même instant. Harboe en conclut que le mouvement séismique a pris simultanément naissance le long des accidents géologiques profonds, supposés correspondre, sur la surface terrestre, à ces lignes épifocales tracées sur toute l'étendue de l'aire d'ébranlement. A ce point de vue, elles remplissent donc le même rôle que les accidents limites entre lesquels le compartiment terrestre se meut en bloc d'après les observations de Hobbs, qui seront exposées en détail au chapitre XIII. L'objection capitale contre les lignes épifocales réside dans ce fait que, déduites géométriquement de données horaires souvent erronées et toutes utilisées sans distinction, ces lignes ne correspondent à rien de réel dans la constitution géologique de la région, et qu'en outre elles s'étendent, par construction même, à toute l'aire ébranlée par le tremblement de terre, ce qui est inadmissible. Ainsi par exemple le grand tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755 aurait pris naissance le long de lignes allant de la Russie à l'Amérique. La méthode se condamne ainsi d'elle-même. Il n'en va pas de même pour la théorie de Hobbs, dans laquelle si le mouvement séismique est simultané pour tout un compartiment, du moins il se transmet tout autour sur une surface beaucoup plus considérable.

Cependant les recherches de Harboe donnent lieu au sujet des observations de temps à des considérations qu'il est utile d'expo-

[1] On some principles of seismic geology (*Beiträge zur Geophysik*, 1907, VIII, p. 219). — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and northeastern Sicilia. (*Id.*, p. 293).

ser, car elles trouvent leur application dans beaucoup d'autres questions. Le savant officier danois s'appuie sur les remarques de Milne[1], d'après lesquelles certains tremblements de terre auraient été signalés au même instant aux diverses stations du réseau télégraphique de la région ébranlée. Ce résultat intéressant ne doit pas être pris complètement à la lettre, ni étendu jusqu'aux limites de l'aire du séisme, le réglage des horloges des stations n'étant jamais assez parfait pour cela. Il indique seulement, pensons-nous, que la surface sur laquelle le mouvement prend naissance simultanément est de dimensions notables, au lieu d'être réduite au point nommé épicentre, ce qui confirme expérimentalement, par une autre voie, l'observation de Hobbs que les dégâts, au lieu de décroître d'importance à partir d'un point, se produisent principalement le long des accidents limites des compartiments terrestres, où se concentre, au maximum, l'énergie séismique développée. Mais Harboe va trop loin en étendant la simultanéité du choc jusqu'aux limites de l'aire de perception du tremblement de terre, et en y voyant la vérification des faibles vitesses de propagation obtenues par les anciens expérimentateurs parce que le réglage des horloges des stations télégraphiques n'est exact qu'à la minute près tout au plus, tandis que les vitesses se chiffrent par plusieurs centaines de kilomètres dans le même temps. Milne a cependant bien vu que la simultanéité de l'ébranlement sur une vaste surface est de nature, dit-il, à changer complètement la manière de concevoir la production de certains tremblements de terre, ce qui s'adresse, sans aucun doute, dans sa pensée, à la notion de l'épicentre. Il a donc, dès 1890, prévu, au moyen des observations horaires les meilleures que l'on puisse obtenir en dehors des stations, le résultat auquel est parvenu Thoroddsen[2] pour les tremblements de terre de l'Islande en septembre 1896 : le déplacement en masse d'un compartiment terrestre, résultat que confirme en fait toute la *Géographie séismologique*.

Dans ces conditions, la vitesse de propagation des ondes séismiques à partir d'un hypocentre n'a plus aucun sens, ce qui explique en partie les contradictions auxquelles on est arrivé pour sa détermination au voisinage de l'origine, et l'on est ainsi amené à cette idée que c'est loin de la surface directement ébranlée par le phénomène géologique à rôle séismogénique que cette vitesse pourra être mesurée avec quelque chance de succès.

[1] Times of occurrence of earthquakes of telegraph stations in central Japan (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XV, p. 31).

[2] Das Erdbeben in Island im Jahre 1896 (*Petermann's geogr. Mitt.*, XLVIII, 1901, p. 53).

Les vitesses de propagation résultant des expériences d'Abbott, Fouqué et Michel Lévy se rapprochent assez de celles que Nagaoka[1]

TABLEAU XXXVII

Vitesses des ondes longitudinales et transversales calculées au moyen de modules d'élasticité

(d'après Kusakabe).

ROCHES	Vitesses en mètres par seconde des ondes		ROCHES	Vitesses en mètres par seconde des ondes	
	Longitudinales	Transversales		Longitudinales	Transversales
ROCHES ARCHÉENNES			Calcaire	3840	
Quartzite schisteux. . .	5730	3060-3290	Marbre.	3550	1820-1850
»	5670		Grès rouge coquiller. .	3360	1790
Serpentine . . .	5240	3300-4400	Pyroxénite . . .	3180	2880-4330
Micaschite. . . .	4940	820	Granite.	2930	1490
Schiste chloriteux. . .	4930	2700-2890	Argile	2740	1710
Péridotite. . . .	4910		ROCHES TERTIAIRES		
Péridotite serpentineuse.		2930	Grès.	3780	
Gabbro	4660		Andésite pyroxénique .	3440	
Schiste graphiteux . . .	4410		Tuf	2690	1740-1800
»	3710		Rhyolite	1870	1070-1160
Micaschiste . . .	2160		Grès.	1670	570-940
ROCHES PALÉOZOIQUES			»	1100	430-1800
Ardoise.	6340		ROCHES QUATERNAIRES		
Ardoise argileuse	6140	1030	Andésite	4060	1760
»		2050	»		1750
Granite	3960	2580	Andésite poreuse	1690	970

et Kusakabe[2] ont obtenues en mesurant expérimentalement les modules d'élasticité de diverses roches et en appliquant aux valeurs trouvées la relation qui les relie à celle de la vitesse de propagation. Les anciennes expériences avec les explosifs, ou d'autres moyens artificiels, avaient montré que la vitesse de propagation dépend de la nature des roches traversées ; celles de Kusakabe ont précisé ce résultat en montrant qu'au Japon la vitesse augmente avec l'âge des roches en raison de leur état moléculaire plus compact avec le temps. Les roches anciennes, comprimées depuis des durées considérables, ne fût-ce que par le poids des couches surincom-

[1] Elastic constants of rocks and the velocity of seismic waves (*Publ. earthq. investig. Comm. in for. lang.*, 1900, n° 4, p. 47).

[2] Modulus of elasticity of rocks; velocities of seismic waves : with a hint to the frequency of after-shocks (*Id.*, 1904, n° 17).

bantes, acquièrent de ce fait des modules d'élasticité croissant plus rapidement que leur densité, par suite de la fermeture de leurs fentes et de leurs pores; et, comme la vitesse de propagation dépend du rapport du module d'élasticité à la densité, il en résulte qu'en définitive elle est d'autant plus grande qu'il s'agit de roches plus anciennes, au moins en général. Le tableau XXXVII justifie pour les ondes longitudinales le résultat antérieurement obtenu pour les ondes transversales[1] et une autre série de roches. On voit aussi quelles différences amène l'état moléculaire d'une même roche. Ces vitesses calculées sont du même ordre que celles obtenues par Abbott, Fouqué et Michel Lévy.

Kusakabe[2] a encore repris ses mesures des modules d'élasticité des roches par une autre méthode, tant les séismologues japonais considèrent la question comme importante au point de vue de la propagation du mouvement séismique, et il est arrivé pour 158 roches à des résultats que résume le tableau suivant des vitesses des ondes longitudinales, calculées au moyen de ces modules.

TABLEAU XXXVIII

Vitesses de propagation des ondes longitudinales en mètres par seconde.

ÉPOQUES	ROCHES			MOYENNE
	Métamorphiques	Sédimentaires	Éruptives	
Archéenne. . . .	4638		4798	4686
Paléozoïque . . .	3658	4390	3489	4096
Mésosoïque . . .		3401	3620	3420
Cénozoïque . . .		2700	3070	2853
Moyenne.	4370	3605	3473	3672

La vitesse moyenne de 3672 mètres à la seconde sera désormais un point de repère auquel on comparera les vitesses observées des

[1] On the modulus of rigidity of rocks and an explanation for the wide difference between the velocities of propagation of the tremors and principal shocks in seismic waves (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1903, n° 14).

[2] A kinetic measurement of the modulus of elasticity (*Publ. earthq. investig. Comm. in for. lang.*, 1906, n° 22 B, p. 27).

ondes longitudinales pour se rendre compte de la profondeur à laquelle atteignent les premiers frémissements. On remarquera que le passage d'un groupe géologique à un autre produit en moyenne au Japon une variation uniforme de vitesse de 600 mètres à la seconde.

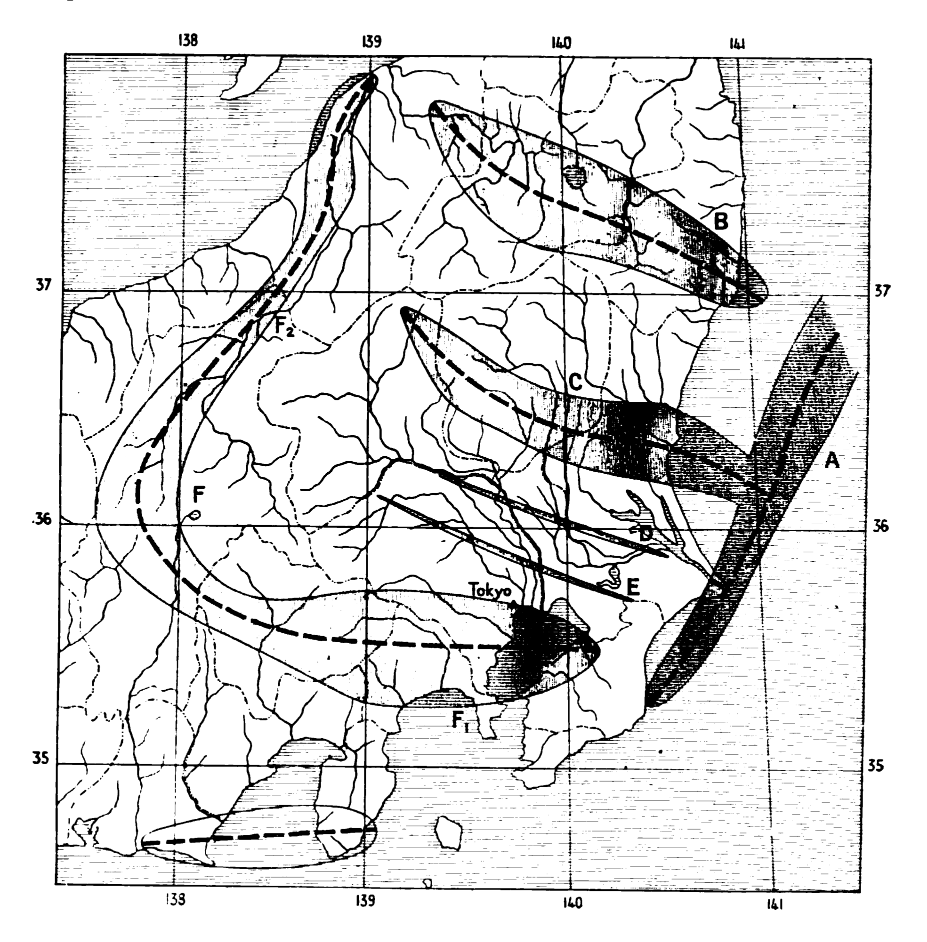


Fig. 114. — Carte de la distribution des origines des tremblements de terre du Japon central non ressentis à Tokyo de septembre 1887 à juillet 1889 (d'après Omôri).

On a eu souvent l'occasion de constater des différences inexplicables dans la manière dont les tremblements de terre se propagent d'un point à un autre et qui se manifestent, par exemple, par de véritables divagations dans le tracé des isoséistes. En certaines localités, les séismes semblent toujours émaner d'une certaine direction constante, quelle que soit la situation de l'aire épicentrale, pourvu qu'elle ne soit pas trop rapprochée. Kusakabe explique très

plausiblement ces particularités par la présence de grands accidents géologiques, qui ont amené au jour, ou près de la surface, les couches anciennes, formant ainsi de longues zones le long desquelles le mouvement séismique se propage mieux en raison de la plus grande valeur de leurs modules d'élasticité. Ce sont des lignes de vitesse maximum de propagation des tremblements de terre; comme l'amplitude, ou l'intensité, d'une part, et la vitesse de propagation, d'autre part, dépendent l'une de l'autre, on s'explique mieux maintenant les anomalies relevées si souvent sur le terrain dans le tracé des isoséistes des tremblements de terre. Inversement, il se forme aussi des zones *portant ombre séismique*, ou *faisant pont*, comme on dit, et dont il a déjà été question; elles trouvent leur raison d'être de la même manière dans l'agencement relatif, près de la surface terrestre, des couches anciennes à grands modules d'élasticité et de rigidité par rapport aux couches plus récentes au sein desquelles le mouvement séismique se propage moins rapidement et, partant, moins énergiquement. Kusakabe tire argument, en faveur de ces intéressantes considérations, de la distribution des origines des tremblements de terre qui, de septembre 1887 à juillet 1889, n'ont pas été ressentis à Tokyo, en dépit de la proximité de leurs origines et même de l'intensité parfois assez grande de ces secousses. La curieuse disposition de la carte de ces origines, établie par Omôri[1], peut certainement s'expliquer, dans une certaine mesure, au moyen de ces conséquences des recherches de Kusakabe.

Avant de passer à l'étude de la mesure directe de propagation des tremblements de terre, il faut encore relater les expériences qu'a exécutées Hecker[2] en 1897 et 1899 au polygone de Cummersdorf, dans un sol de sable très aquifère, et qui ont nettement réalisé la séparation de deux espèces d'ondes se propageant respectivement avec des vitesses de 1 430 et de 205 mètres à la seconde. Cette dernière valeur s'accorde assez bien avec celle de 250 mètres obtenue par Mallet dans le sable, tandis que la première coïncide remarquablement avec celle comprise entre 1 418 et 1 437 mètres trouvée autrefois par les physiciens Colladon et Sturm pour la vitesse de propagation des ondes sonores dans l'eau. L'égalité de vitesse de propagation des ondes sonores et des ondes séismiques avait déjà été prévue par Gay-

[1] Macroseismic measurements in Tokyo. II. Summary of the results of the observations in Tokyo, between september 1887 and july 1889 (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1902, n° 11).

[2] Ergebnisse der Messung von Bodenbewegungen bei einer Sprengung (*Beiträge zur Geophysik*, 1899, IV, p. 98; — 1903, VI, p. 87).

Lussac[1]; elle suppose que les dernières se propagent à la surface même, ce qui est le cas des expériences de Hecker. De ce que le sol de Cummersdorf était très aquifère, Hecker se croit ainsi justifié à considérer comme longitudinales (1 430 mètres) et transversales (205 mètres) ces deux espèces d'ondes qu'il a séparées, quoique ces deux vitesses aient un rapport de 7/1 qui devrait, au moins théoriquement, se rapprocher de $\sqrt{3}$, ou de 2/1. Cette différence entre l'observation et la théorie tient vraisemblablement à ce que le mélange d'eau et de sable est, malgré la présence de ce dernier élément solide, assez voisin de l'état d'un liquide pour avoir permis la propagation d'ondes longitudinales avec la vitesse qui correspond à celle des ondes sonores, tandis que cet état aurait été en même temps trop éloigné de l'état solide pour être compatible avec la propagation d'ondes élastiques transversales douées d'une vitesse environ moitié moindre et que, d'ailleurs, un parfait liquide ne saurait transmettre; ces dernières ondes se seraient donc imparfaitement produites, grâce à la présence du sable, et auraient été, en même temps, fortement ralenties jusqu'au septième de la vitesse des ondes longitudinales.

Il y a peut-être lieu d'interpréter, autrement que ne le fait Hecker, les ondes lentes dont il s'agit, parce que leur vitesse est de l'ordre de grandeur de celle des ondes séismiques visibles, ou gravifiques, tout à fait spéciales aux terrains mous et qui seront longuement étudiées au chapitre XIII. Les ondes lentes des explosions de Cummersdorf succédaient aux premières plus rapides et incontestablement longitudinales, et les dépassaient beaucoup en amplitude; leur longueur a été de 68 mètres dans certaines des expériences en question. Hecker n'avait donc qu'un pas à faire pour les identifier avec les ondes gravifiques, puisqu'il n'hésitait pas à leur reconnaître une grande analogie avec celles dont l'eau est le théâtre et qui sont transversales aussi. On verra précisément que ces ondes lentes sont caractéristiques des sols mous, et il n'y a pas, *a priori*, de raison pour que de fortes explosions ne puissent, dans ces circonstances, leur donner naissance aussi bien que les tremblements de terre. Il faut, d'ailleurs, présenter cette suggestion sous les plus expresses réserves, car les ondes séismiques, visibles ou gravifiques, paraissent avoir une vitesse de propagation bien inférieure à 205 mètres. La question doit donc rester provisoirement ouverte.

Ainsi, en résumé, et contrairement à ce que l'on en attendait, les expériences sur les ébranlements artificiels n'ont pu, pendant un

[1] *Ann. de Chimie et de Phys.* Paris, 1823, XXII, p. 429.

demi-siècle qu'on les a poursuivies, conduire à la connaissance exacte de la vitesse de propagation des tremblements de terre, ni encore moins à celle de la nature intime du mouvement séismique. On pensait cependant bien y arriver, par cette méthode, beaucoup mieux que par l'observation directe des séismes, par cette raison que la mesure du temps est, dans ce second cas, bien plus difficile à obtenir, surpris que sont les observateurs par le phénomène lui-même. Au contraire, avec les explosions, les appareils destinés à cette mesure sont d'une haute précision, et tout est prévu à l'avance pour en enregistrer les indications.

La méthode directe a aussi donné des résultats tellement discordants que le tableau des vitesses obtenues n'a plus qu'un intérêt historique. On devait cependant les rappeler pour montrer quelles faibles vitesses on obtenait relativement à celles qui résultent des observations les plus récentes, ce qui tient en partie à ce qu'on ne percevait que les ondes de la phase principale, et que la méthode était, à petite distance de l'origine, faussée par la notion d'épicentre.

TABLEAU XXXIX

Vitesses de propagation observées pour quelques tremblements de terre.

TREMBLEMENTS DE TERRE	DATE	OBSERVATEUR	VITESSE EN MÈTRES par seconde
Rhin moyen	6 mars 1872. . .	Von Seebach	742
Rhin. Saint-Goar. . .	29 juillet 1846 . .	Julius Schmidt	568
Herzogenrath	24 juin 1877 . . .	Von Lasaulx	475
Herzogenrath	22 octobre 1873 .	Von Lasaulx	360
Allemagne occidentale	26 août 1878 . . .	Von Lasaulx. Schuhmacher. . .	302
Basilicate	16 décembre 1857.	let	260
Sillein (Waagthal) . .	15 janvier 1858. .	Julius Schmidt	206

Ces vitesses ont été longtemps, pour ainsi dire, classiques, ou plutôt leur ordre de grandeur était considéré comme un fait d'autant mieux acquis qu'il se rapprochait de ceux des explosions. Aussi l'étonnement fut-il extrême lorsque Dutton[1] annonça 5184 ± 80 mètres à la seconde pour le tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886, comme moyenne de groupes d'observations oscillant entre entre 5171 ± 116 et 5205 ± 168 mètres, mais de *poids différents*,

[1] The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*Ninth Ann. Rep. U. S. geol. Survey*, 1887-88, Washington).

comme on dit, et dont il avait été tenu compte. L'enquête, à juste titre regardée comme modèle, du géologue américain portait sur un nombre considérable d'observations faites à la surface énorme de presque la moitié des États-Unis, pays où le réglage régulier et précis des horloges publiques et des montres était, à cette époque déjà, entré dans les mœurs. Il était donc difficile de nier l'importance et la valeur intrinsèque d'un résultat qui condamnait tout ce qui avait été fait antérieurement, sur la foi de données horaires repérées d'une façon quelconque, ou plutôt pas du tout.

Le problème de la vitesse de propagation était ainsi à reprendre *ab ovo*. Les efforts se sont alors dirigés suivant deux voies différentes, l'emploi de l'hodographe de A. Schmidt[1], dont il a déjà été question, et l'observation du temps d'arrivé des ondes séismiques au moyen des appareils séismographiques, encore incapables, cependant, pendant cette première période de leurs progrès, d'en séparer les diverses espèces. On exposera d'abord les résultats de l'emploi de l'hodographe.

Le tremblement de terre de Sinj (Dalmatie), du 2 juillet 1898, est un de ceux dont l'hodographe a été le mieux construit, en raison de

TABLEAU XL

Vitesse de propagation du tremblement de terre de Sinj
(d'après Faidiga).

DISTANCE à L'ORIGINE Km.	STATION D'OBSERVATION	VITESSE EN KILOMÈTRES à la seconde	
		De l'origine à la STATION	D'une STATION à la suivante
364	Vojnić-Portici	3030	
386	Portici-Rocca di Papa	2680	1610
390	Rocca di Papa — Rome	2600	1330
397	Rome — Casamicciola	2540	1730
816	Casamicciola — Hohenheim	2310	2100
1013	Hohenheim — Potsdam	2520	2940
1265	Potsdam — Wilhelmshaven	2740	3660
1539	Wilhelmshaven — Kief	3050	4360
4784	Kief — Iourièf (Dorpat)	3250	

[1] Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben (*Jahresb. d. Ver. f. Vaterl. Naturk. in Württemberg*, 1888, p. 248).

l'existence de neuf stations séismologiques où il a été signalé par les appareils dans d'excellentes conditions, et Faidiga[1] en a déduit la vitesse de propagation entre le foyer de Voijnič et ces stations dont Iourièf (Dorpat), la plus éloignée, était à 4 784 kilomètres. D'après le tableau ci-contre (XL), la vitesse diminue graduellement jusqu'à la distance de 816 kilomètres (Hohenheim), puis augmente au delà.

Cette variation de la vitesse, qui commence par décroître d'abord, pour augmenter ensuite avec la distance, est extrêmement remarquable, car elle confirmerait la forme théoriquement assignée à l'hodographe par A. Schmidt. Il lui

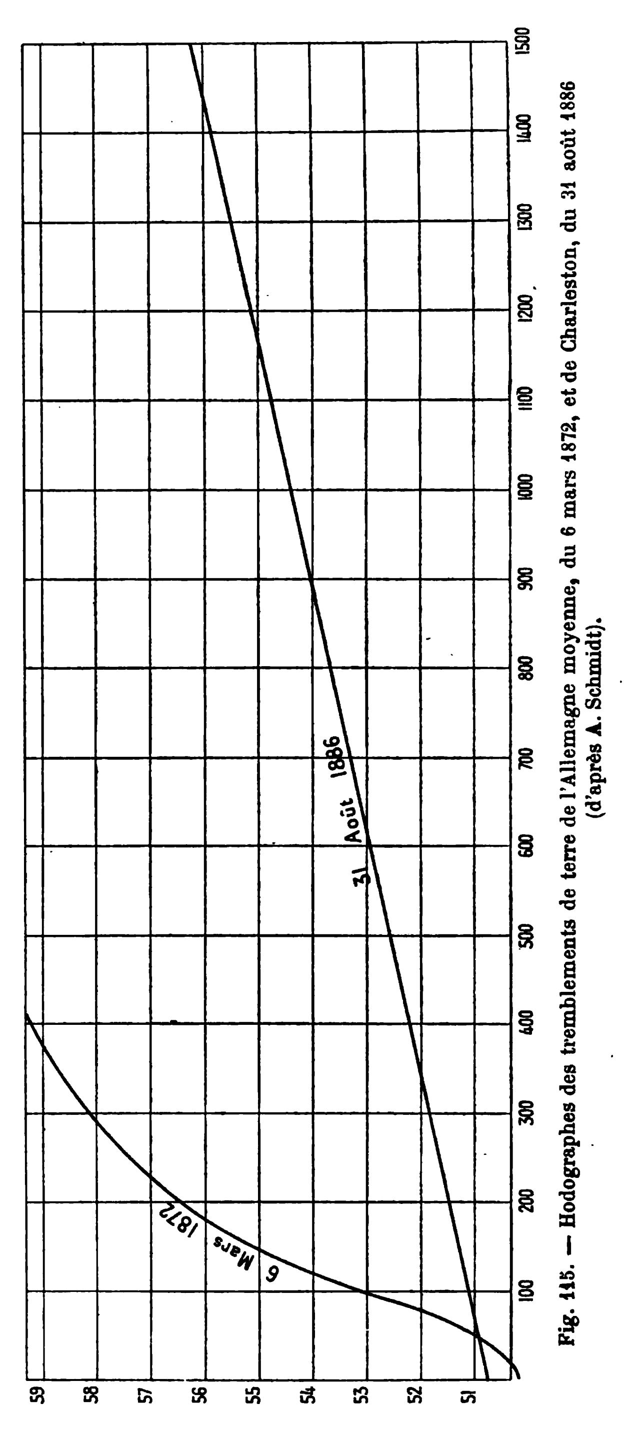


Fig. 115. — Hodographes des tremblements de terre de l'Allemagne moyenne, du 6 mars 1872, et de Charleston, du 31 août 1886 (d'après A. Schmidt).

[1] Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898 (*Mitth. d. Erdbeben Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. Folge, 1903, XII).

faut, en effet, deux tangentes horizontales, l'une à l'épicentre, l'autre à une grande distance de ce point, d'où un point d'inflexion qui tomberait au delà d'Hohenheim pour le tremblement de terre de Sinj. Bien entendu, les vitesses infinies qui en résulteraient à l'épicentre et à très grande distance ne sont que l'interprétation mathématique du phénomène naturel de vitesses simplement maximums. Le fait qu'on a obtenu l'hodographe en question au moyen de données ho-

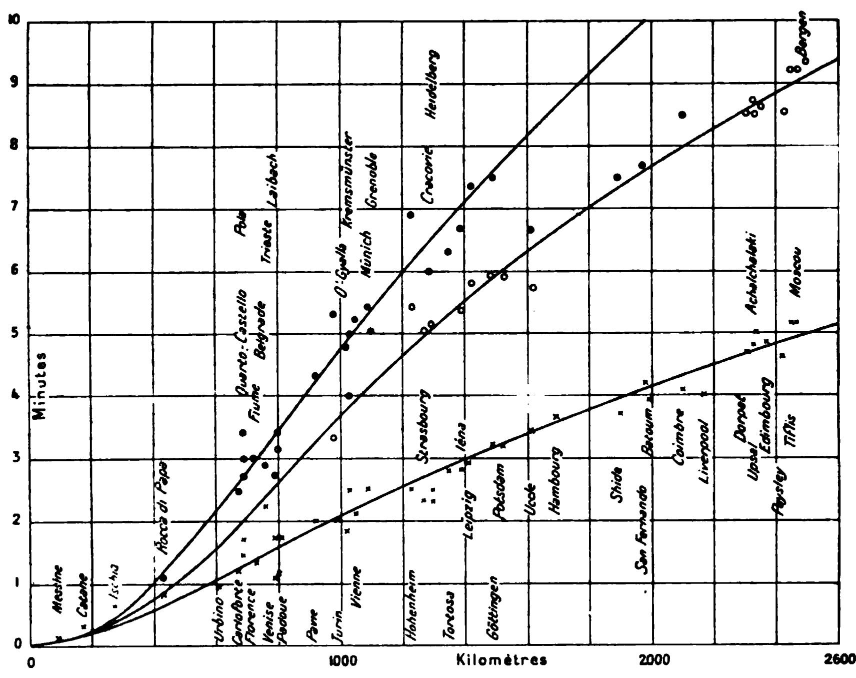


Fig. 116. — Hodographe des trois espèces d'ondes pour le tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905 (d'après Rizzo).

raires fournies par des appareils séismographiques confirmerait ainsi expérimentalement, pour les ondes principales, non seulement les considérations sur lesquelles A. Schmidt a basé la construction de cette courbe, mais encore la savante théorie mathématique que Rudzki[1] a consacrée aux ondes séismiques et à leur propagation et qui l'a conduit à la loi de variation de vitesse avec la distance que montre le tremblement de terre de Sinj étudié par Faidiga. Kövesligethy[2] a retrouvé cette même loi par une autre méthode analytique,

[1] Studie aus der Theorie der Erdbeben:— I. Ueber die scheinbare Geschwindigkeit der Verbreitung der Erdbeben. — II. Von der Gestalt elastischer Wellen in Erdbeben. — III. Ueber ein der optischen Dispersion analoges Phaenomenon (*Beiträge zur Geophysik*, 1898, III, p. 495 ; — 1899, IV, p. 47).

[2] Seismonomia (*Boll. Soc. sism. ital*, 1906, XI, p. 113).

ou, du moins, il a obtenu pour les lignes de choc des coniques qui sont d'accord avec elle.

TABLEAU XLI

Vitesse de propagation du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905

(d'après Rizzo).

INTERVALLES Km.	W_1 Km.	W_2 Km."	W Km."	INTERVALLES Km.	W_1 Km."	W_2 Km."	W Km."
0-100	20,8	20,8		2500-3000	11,4	6,3	4,2
100-200	13,9	13,9	13,9	3000-3500	13,0	6,8	4,3
200-300	10,4	7,3	5,2	3500-4000	14,9	7,1	4,3
300-400	7,9	6,2	3,6	4000-4500	16,3	7,3	4,4
400-500	6,9	4,5	3,3	4500-5000	16,7	7,4	4,4
500-600	6,7	3,3	2,8	5000-6000	16,7	7,5	4,5
600-700	6,4	3,0	2,6	6000-7000	16,7	7,6	4,5
700-800	6,2	2,9	2,4	7000-8000	16,7	7,6	4,5
800-900	6,2	3,2	2,5	8000-9000	16,7	7,6	4,5
900-1000	6,4	3,4	2,6	9000-10000	16,7	7,6	4,5
1000-1500	7,6	3,8	2,9	10000-15000	16,7	7,6	4,5
1500-2000	8,8	4,9	3,4	15000-20000	16,7	7,6	4,5
2000-2500	10,0	5,5	3,7				

Il restait à appliquer la construction de l'hodographe, non plus aux ondes principales seulement, mais encore aux deux autres sortes d'ondes, longitudinales et transversales ; c'est ce qu'a fait Rizzo[1] pour le tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905, au moyen des observations faites en 79 stations munies d'appareils divers, amortis et non amortis. Les vitesses obtenues pour les ondes longitudinales (W_1), transversales (W_2) et les premières ondulations des ondes lentes (W), puis corrigées de leurs irrégularités, se conforment toutes trois à l'hodographe, c'est-à-dire qu'elles décroissent d'abord en partant d'une valeur commune, 20 kil. 8 à la seconde, pour tendre à grande distance à une valeur constante de 16 kil. 7, 7 kil. 6, 4 kil. 5 respectivement.

Ce résultat ne saurait être accepté sans examen. Les chiffres ont, en effet, été arrondis et corrigés, alors qu'ils résultent d'un très grand nombre d'appareils divers, non comparables par conséquent, et dont le plus petit nombre seulement sont suffisamment amortis. Et justement cette dernière condition intervient surtout pour rendre mal déterminé le commencement des lentes ondes. On n'est donc

[1] Sulla velocità di propagazione delle onde sismiche nel terremoto della Calabria del giorno 8 settembre 1905 (*Mem. R. Acc. di. sc. di Torino*, LVII, 1906, p. 309).

pas fondé à conclure que pour ces dernières la vitesse est variable avec la distance, pas plus pour le tremblement de terre des Calabres que pour celui de Sinj. Il est facile de voir aussi qu'une droite peut remplacer l'hodographe du tremblement des Calabres pour les ondes principales, et représente tout aussi bien les observations jusqu'à 2600 kilomètres, ce qui ramène à ce qui s'est présenté pour le tremblement de terre de Charleston. Si des 79 stations de la liste de Rizzo l'on extrait les 6 stations munies du pendule astatique de Wiechert, on voit, d'après le tableau suivant, que les vitesses des longues ondes sont pratiquement constantes, sauf un écart de 500 mètres par seconde, c'est-à-dire 1/8 de la valeur de la plus grande d'entre elles; ce résultat se présente de la même façon pour les stations munies des pendules Milne, ou Bosch, dépourvus d'amortissement.

TABLEAU XLII

Distances calculées entre l'épicentre du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905 et les stations suivant le séismographe employé (d'après Rizzo).

PENDULE ASTATIQUE DE WIECHERT

STATION	DISTANCE Km.	W. Km. "
Munich	1098	3,4
Iéna	1393	3,5
Leipzig.	1421	3,3
Göttingen	1492	3,3
Upsal	2341	3,2
Apia (Samoa). . . .	17145	3,9

PENDULE HORIZONTAL DE BOSCH

STATION	DISTANCE Km.	W. Km. "
Akhalkalaki	2336	3,1
Tiflis	2447	2,9
Bergen.	2501	3,3
Tachkent.	4467	4,3
Cheltenham	7662	3,9
Vieques	8047	4,2

PENDULE HORIZONTAL DE MILNE

STATION	DISTANCE Km.	W. Km. "
Shide	1896	4,2
San-Fernando . . .	1979	4,4
Coïmbra.	2104	4,1
Akhalkalaki. . . .	2336	3,8
Edimbourg	2376	3,5
Paisley	2426	3,6
Tiflis	2447	2,9
Bergen	2501	3,3
Punta Delgada. . .	3619	3,6
Tachkent	4467	4,3
Bombay.	5845	4,4
Kodaikánal	6894	3,3
Calcutta.	6370	3,4
Toronto	7537	3,3
Baltimore	7610	3,8
Cheltenham	7662	3,9
Le Cap	8103	4,1
Victoria (B. C.). . .	9530	4,3
Pilar	11396	4,3
Honolulu	13314	3,4

Dès 1896, Agamennone[1] émettait des doutes formels sur la variation avec la distance que suppose la théorie de l'hodographe; mais les

TABLEAU XLIII

Vitesses de propagation de quelques tremblements de terre
(d'après Agamennone).

RÉGION	DATE	VITESSE EN MÈTRES PAR SECONDE			SOURCE
		de la phase maximum	Du début de la perturbation séismographique	sans spécification	
Paramythia (Epire)	13/14 mai 1896.	1500	2000	3000	*B. s. s. ital.*, 1896, II, p. 3.
Ahmed (Asie Min.)	16 avril 1896.	2400-3500	9450	1100-1200 (?)	« II, p. 233.
Assam	12 juin 1897.			2610-2760	« 1898, IV, p. 41.
Djisaq (Turkestan)	15 août 1897.			1500-3720	« IV, p. 120.
«	17 sept. 1897. XVII h. 3/4			2880-6930	«
«	« XVIII h. 3/4			3580-1122	«
Haïti	29 déc. 1897.			330-1020	« id., p. 177.
Balikesri (Asie Min.)	14 sept. 1896.	3740-3800	8330		« 1899, V, p. 206.
Emilie	4 mars 1898.	2600	4100		« 1900, VI, p. 43.
Aïdin (Asie Min.)	19 août 1895.	2550-3200	9800		*Beiträge zur Geophysik*, 1898, III, p. 541.
Pergame (AsieMin.)	13/14 nov. 1895.	2700-2900	3500-4500		*Atti Ac. Lincei.*, 1896, VII, p. 162.

résultats qu'il avait obtenus, pour divers tremblements de terre importants, étaient tellement discordants qu'aucune conclusion pour

TABLEAU XLIV

Vitesses de propagation des tremblements de terre de Zante
(d'après Agamennone).

TREMBLEMENTS DE TERRE de Zante en 1893	VITESSE EN MÈTRES PAR SECONDE					
	SANS DISTINCTION de phase		PHASE MAXIMUM dans quelques stations		DÉBUT DE LA PHASE maximum dans quelques stations	
		±		±		±
31 janvier	4040	1120	2860	400	3080	520
1 février	3280	700	2420	75	3920	430
20 mars	2330	330	2820	620	7790	560
17 avril	2550	340	2590	280	3160	340
4 août	2120	270	2360	550	2830	790

[1] Sulla variazione della velocità delle onde sismiche colla distanza (*Boll. Soc. sism. ital.*, 1896, II, p. 161). — Influenza della diversa qualità e sensibilità degli strumenti sulla misura delle velocità delle onde sismiche (*Id.*, p. 203).

ou contre l'hodographe n'en pouvait être valablement tirée, pas plus que de ses recherches antérieures sur les cinq principaux séismes ressentis à Zante en 1893[1]. Tous ces chiffres n'ont donc plus qu'un intérêt historique.

Les pénibles recherches auxquelles s'était ainsi livré Agamennone et la discussion détaillée des valeurs de ces vitesses avaient donc été parfaitement inutiles, et il en attribuait l'insuccès complet aux perturbations dues à la constitution géologique du sol dans les diverses directions divergeant de l'origine aux stations d'observation, à la différence de sensibilité des appareils et enfin à la non-séparation des diverses ondes aux distances inférieures à 3000 kilomètres.

A la même époque, Omôri[2] trouvait, au contraire, des valeurs beaucoup plus homogènes pour quatre tremblements de terre japonais et un certain nombre de leurs répliques, au total 28 séismes. Cela tient évidemment à l'emploi d'un appareil unique, ce qui a sans doute seulement diminué la vitesse des ondes principales, seules observables, mais a fourni des résultats parfaitement comparables entre eux :

TABLEAU XLV

Vitesses de propagation de quelques tremblements de terre au Japon
(d'après Omôri).

RÉGION ÉBRANLÉE	DATE	NOMBRE de séismes étudiés	VITESSE en mètres par seconde
Mino-Owari . . .	28 octobre 1891 . . .	17	2100
Noto.	9 décembre 1892 . .	2	2100
Hokkaido	22 mars 1894	8	1800
Shonai.	22 octobre 1894 . . .	1	2000

C'est au contraire autour d'une vitesse beaucoup plus considérable, comprise entre 3040 à 3580 mètres à la seconde, conformément aux résultats obtenus plus haut pour les tremblements de terre de Sinj et des Calabres, que se groupent les vitesses calculées par Imamura[3] pour huit séismes japonais, au moyen de la méthode dite

[1] Issel ed Agamennone. Intorno ai fenomeni sismici osservati nell'Isola di Zante durante il 1893 (*Comm. Uff. c. di met. e di geodin.*, 1894, XV, parte I. Roma).

[2] Sulla velocità di propagazione e sulla lunghezza delle onde sismiche (*Boll. soc. sism. ital.*, 1895, I, p. 52).

[3] Seismic triangulation in Tokyo (*Publ. earthq. invest. Comm. in for lang.*, n° 7 1902).

de triangulation. Elle consiste à installer des appareils séismographiques identiques en plusieurs stations voisines et à les relier télégraphiquement, de telle sorte que l'appareil le premier ébranlé mette automatiquement en mouvement le dispositif enregistreur du temps dans les autres stations. On obtient ainsi très facilement la différence des temps d'arrivée du tremblement de terre aux diverses stations, d'où sa vitesse de propagation entre les unes et les autres. La plus grande distance entre les quatre stations autour de Tokyo était de 11 kilomètres et toutes étaient munies de pendules horizontaux d'Ewing, aussi semblables que possible. De 1895 à 1898, huit tremblements de terre ont actionné les appareils dans les conditions requises pour l'application de la méthode et Imamura en a déduit le tableau suivant (XLVI) des vitesses observées, toutes assez concordantes entre elles et conduisant pour les ondes principales à une vitesse au moins une fois et demie plus grande que celle trouvée par Omôri. On revient aux valeurs du tremblement de terre des Calabres.

TABLEAU XLVI

Vitesses de propagation de 8 tremblements de terre au Japon

(d'après Imamura).

TREMBLEMENTS DE TERRE	DISTANCE de Tokyo à l'épicentre Km	VITESSE en mètres par seconde Longues ondes ou principales
3 avril 1895	110	3220
23 février 1896	160	3580
6 mars 1896.	120	3130
24 avril 1896	70	3040
5 août 1897	450	3230
16 août 1897	300	3260
13 février 1898	6	3490
12 juillet 1898	80	3300

Cette tendance au groupement des valeurs de la vitesse autour de certains chiffres va précisément caractériser la période des recherches les plus récentes, et le problème finit par sortir de ces longs tâtonnements. Cela ramène à la séparation des ondes longitudinales et verticales de Wertheim, et superficielles de Lord Rayleigh, que seuls les séismogrammes des appareils les plus sensibles et les plus modernes pouvaient montrer d'une manière inattaquable.

Mallet l'avait déjà obtenue, mais si vaguement que le fait était resté sans application, et plus tard, en 1894, le groupement des vitesses autour de 5 et de 2 km. 5, justement dans le rapport prévu par Wertheim, qu'annonçait Cancani[1], ne fut pas accepté, à cause de son complet désaccord avec les vitesses variables trouvées par Agamennone et plusieurs autres observateurs. Les vitesses obtenues par Cancani augmentaient avec la distance, mais sans se conformer à la loi de la diminution préalable à partir de l'origine qu'exige la théorie de l'hodrographe.

TABLEAU XLVII

Vitesses de propagation suivant la distance
(d'après Cancani).

DISTANCE à l'origine Km.	VITESSE EN MÈTRES à la seconde	
1000-4000	4490	2510
4000-9000	6170	2660
9000-12000	6860	3120

Cancani paraît avoir été assez peu fixé sur la signification des plus lentes ondes qu'il croyait avoir séparées, et qu'au lieu de considérer comme de distorsion, par suite de leur vitesse au moins moitié moindre de celle des autres, il tendait plutôt à rapprocher des ondes superficielles de Lord Rayleigh. Quoi qu'il en soit, ce premier résultat n'eut aucune influence sur les travaux postérieurs. D'ailleurs des physiciens, comme Rudzki[2], déclaraient encore en 1900 qu'en raison de l'extrême hétérogénéité des couches terrestres, seule la théorie des mouvements dans les milieux anisotropes est applicable aux ébranlements séismiques et que, par conséquent, il n'y a pas, à proprement parler, d'ondes *purement* de condensation et de dilatation, ou de distorsion, ni davantage de vibrations *purement* longitudinales ou transversales. Cependant, les recherches d'Agamennone pouvaient déjà faire prévoir la séparation que les séismographes plus récents vont démontrer.

[1] Intorno ad alcune obbiezioni relative alla velocità di propagazione delle onde sismiche (*Atti d. reala Acc. dei Lincei*, 1894, III, parte 2, p. 30). — Osservazioni e resultati recenti sulla forma e sul modo di propagarsi delle ondulazioni sismiche (*Boll. soc. sism. ital.*, 1896, II, p. 125).

[2] Sur la nature des vibrations sismiques (*Boll. soc. sism. ital.*, 1900, VI, p. 32).

C'est justement en 1900 que, le premier, Oldham[1] a distingué d'une manière tout à fait décisive trois phases différentes de mouvement dans les téléséismogrammes de 7 grands tremblements de terre mondiaux, ce qui corroborait la séparation qu'il avait déjà soupçonnée pour le désastre de l'Assam du 12 juin 1897[2]. Ces 7 tremblements de terre sont les suivants : (1), 22 mars 1894, Japon; (2), 27 octobre 1894, Argentine; (3), 15 juin 1895, Japon; (4), 31 août 1896,

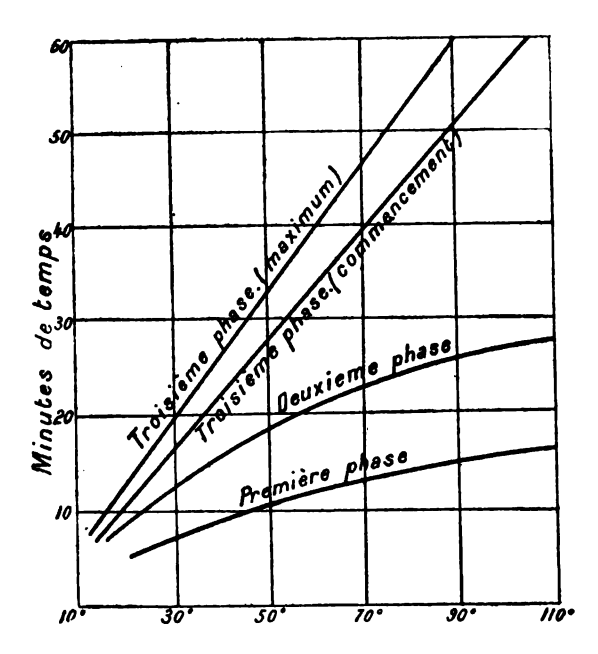


Fig. 117. — Vitesse de propagation des trois premières phases suvant la distance en arc de grand cercle (d'après Oldham).

Japon; (5), 12 juin 1897, Assam; (6), 5 août 1897, Japon; (7), 17 septembre 1897, Turkestan. Le tableau suivant (XLVIII) donne les observations fondamentales sur lesquelles Oldham a basé les déductions que l'on exposera ensuite.

Milne[3] a ensuite confirmé les observations d'Oldham, en les étendant au réseau mondial de près de 40 stations munies de son pendule horizontal, grâce à la libéralité de l'Association britannique pour

[1] On the propagation of earthquake motion to great distances (*Phil. Trans. Roy. Soc. of London*, A, CLXLIV, p. 135, 1900).

[2] Report on the great earthquake of 12[th] june 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1899, XXIX. Calcutta.)

[3] Fifth report on seismological investigation (*Brit. Ass. for the adv. of Sc.*, Bradford meeting, 1906, p. 66). — Seventh report... (*Id.*, Belfast meeting, 1902, p. 7).

TABLEAU XLVIII

Phases des séismogrammes de 7 grands tremblements de terre mondiaux [1]

(d'après Oldham).

	PREMIÈRE PHASE				DEUXIÈME PHASE				TROISIÈME PHASE				
	PENDULES lourds		PENDULES légers		PENDULES lourds		PENDULES légers		Commencement		MAXIMUM		
D	T	V	T	V	T	V	T	V	T	V	T	V	V
27,5							7	2400	7	3000			
39,9							7	4700					
41,7					8	5100							
41,8									7	3400	7	3600	3200
42,1	7	7600											
48,8									7	3300	7	3800	2800
64,2	5	9600			5	5700							
64,3									7	3000	7	3200	2800
66,5			5	9000									
70,1			1	10300			1	5200					
70,8			5	10000			5	5700					
71,5									1	3400			
72,7			4	13500			4	5800					
74,2			6	10900			6	6400					
75,3											1	3500	3300
82,5			4	14100			7	6700					
83,8			4	9600			4	6300	4	3100			
85,0			6	11900									
85,1									1	3500			
85,2	1	10600			1	6300							
85,4									4	3100	4	3300	3000
86,3	4	11300											
86,5	3	10100			4	6500							
87,3											3	3700	2 00
87,9					3	6300							
88,1	6	10800											
88,2					6	6700							
90,9	3	10400											
102,6									2	3500	2	3800	3200
102,7													
102,8	2	10800				7500							
117,6							2	8000					
120,9			7	12000									

[1] Dans chaque série d'observations, la première colonne T donne le numéro du tremblement de terre qui a fourni l'observation de vitesse V en mètres par seconde portée dans la deuxième colonne. Les observations sont apportées à la distance mesurée en degrés sur l'arc du grand cercle reliant l'origine à la station, ou distance arcuale D.

l'avancement des sciences. Cela semblait assurer la parfaite comparabilité des séismogrammes des diverses stations.

Enfin, Oldham[1] a vérifié que le tremblement de terre du Guatémala, du 18 avril 1902, donne exactement les mêmes résultats que les sept qu'il avait étudiés en 1900 à ce point de vue.

Ainsi, Oldham et Milne sont arrivés à séparer nettement trois espèces d'ondes de vitesses décroissantes correspondant respectivement, sans doute, aux ondes longitudinales et transversales de Wertheim et aux ondes superficielles de Lord Rayleigh. La vitesse des deux premières augmente graduellement avec la distance arcuale entre l'origine et la station, tout en restant entre elles dans un rapport voisin de 1/2 ou de $\frac{1}{\sqrt{3}}$. La vitesse de la troisième est constante avec la distance.

Rien ne s'oppose, ni dans la constitution physique des corps, ni dans la nature propre d'un milieu anisotrope, à ce que ce milieu puisse être simultanément le siège de trois espèces d'ondes, et Weyrauch[2] a été amené théoriquement à penser que dans un milieu tel que les couches terrestres, il se développe deux séries d'ondes, transversales, correspondant à des vibrations perpendiculaires entre elles, et une série d'ondes longitudinales. La théorie du mouvement séismique ici développée comporte aussi des ondes longitudinales et deux séries d'ondes transversales ; mais il est douteux que cette manière de voir soit assez d'accord avec la théorie de Weyrauch pour que l'on puisse assimiler les ondes séismiques superficielles avec l'une des espèces d'ondes transversales de ce physicien.

Il y a lieu maintenant de relater un certain nombre d'observations qui ne concordent pas tout à fait avec celles des deux séismologues anglais.

Rudolph[3] a étudié avec le plus grand soin l'arrivée des ondes du tremblement de terre de Céram, du 30 septembre 1899, à 27 stations différentes, et il a distingué cinq phases dont les première, deuxième et cinquième correspondent à celles d'Oldham, c'est-à-dire aux ondes longitudinales, transversales et superficielles. Leurs vitesses présentent les mêmes propriétés, quoique d'une manière moins nette, par suite de la trop grande différence de sensibilité des

[1] The rate of propagation of the Guatemala earthquake of April 19th 1902 (*Proc Roy. Soc. of London*, A, LXXVI, p. 102, 1905).

[2] *Theorie der elastischer Körper* (Leipzig, 1884).

[3] Ueber das Erdbeben von Ceram am 30. September 1899 (*Beiträge zur Geophysik* 1903, VI, p. 238).

séismographes, ce qui rend parfois difficile l'identification des mêmes phases.

TABLEAU XLIX

Vitesses des ondes du tremblement de terre de Céram

(d'après Rudolph).

STATIONS	DEGRÉS D.	MÈTRES PAR SECONDE				
		V_1	V_2	V_3	V_4	V_5
Batavia. . . .	22,4	6680	4360		3910	2700
Tokyo	40,20	6860	4640		3190	2750
Tokyo	40,21	8270	4760	3850		2540
Calcutta . . .	46,40	8340			3020	
Bombay. . . .	58,07	8770	5310		3430	2800
Maurice. . . .	71,01	7904	5600		3600	2600
Nikolaiev . . .	90,18	10037	6430			3300
Iourièf (Dorpat)	98,83	11000	6880		3500	3270
Victoria (B. C.)	104,29	11608	6850			
Le Cap	104,63	11140	7080	5130	3940	3180
Kremsmünster	108,42		7222		4120	
Laibach. . . .	108,74	10830				
Hamburg . . .	109,11	12090				
Trieste	109,32	11650	7180	5370		
Göttingen. . .	109,87	11720	7450	5380	4320	3240
Catane	110,26		7390	5330	4420	3002
Ischia	110,52		7380			
Padoue	110,73	12560	8210			3260
Rocca di Papa.	111,15		7430			3050
Rome.	111,26		7030			3230
Quarto Castello	111,58	12030		5780	4460	3070
Strasbourg . .	112,23	11370	7670			3450
Pavie	112,58			5730		3600
Paisley	115,27	11360	7520	5560		
Kief	115,66		7820	5800		3000
Shide (Ile de Wight).	116,53		8270			
San-Fernando.	126,70		8150	6530		
Cordoba . . .	143,35	12830				

Rudolph[1] ne s'est pas borné à ce seul tremblement de terre; il en a encore étudié 24 autres, originaires du Japon et reconnus comme téléséismes dans les observatoires d'Europe, de 1893 à 1897. La phase principale y montre une remarquable uniformité. Il faut bien reconnaître, au contraire, que les deux premières phases ne se

[1] Seismometrische Beobachtungen über japanische Fernbeben in den Jahren 1893-1897 (*Beiträge zur Geophysik*, 1903, VI, p. 377).

plient point à la loi d'augmentation de vitesse avec la distance, ou du moins que les écarts y sont considérables. Cela ne suffit pas pour infirmer les résultats d'Oldham relativement aux deux premières phases, parce que les temps auxquels sont enregistrés les frémissements préliminaires dépendent, dans une large mesure, de la sensibilité propre des appareils. Il faudrait donc que les appareils fussent du même système pour que le désaccord entre les résultats d'Oldham et de Rudolph soit concluant. Il y a même lieu d'observer que l'emploi du pendule de Milne ne réalise que très imparfaitement l'identité d'appareils à toutes les stations, ce séismographe s'étant révélé très infidèle à lui-même en plusieurs circonstances. A ce point de vue, les séries des observations de Milne, d'Oldham et de Rudolph ne diffèrent pas sensiblement de poids, mais il faut ajouter au désavantage de celles de ce dernier que l'on ignorait l'exacte position de l'origine de 15 des 24 séismes qu'il a utilisés. Cela explique, sans doute, les écarts des vitesses des deux premières phases par rapport à la loi de variation avec la distance, difficulté qui se produit moins facilement pour la phase principale, toujours beaucoup plus aisément discernable en raison de son amplitude.

Les observations récentes des séismologues japonais sont, au contraire, beaucoup plus formellement en désaccord avec celles d'Oldham et de Milne, en ce qui concerne l'augmentation de vitesse des deux premières phases avec la distance des stations à l'origine des tremblements de terre. Ces savants ont encore poussé plus loin la séparation d'ondes différentes dont ils observent ou calculent les vitesses, pour les huit qu'ils distinguent dans les séismogrammes [1].

Imamura trouve que les deux premières phases possèdent, comme la cinquième (la troisième d'Oldham), des vitesses constantes de propagation; d'où cette conclusion qu'elles chemineraient aussi à la surface de la terre, ou du moins assez peu profondément là où elles trouveraient des couches dont les modules d'élasticité et de rigidité seraient compatibles avec les vitesses observées. Oldham oppose

[1] Omôri. Seismic triangulation in Tokyo. First report (*Rep. of the earthq. invest. Comm.*, 1898, XXI, p. 21. En japonais). — Results of the horizontal pendulum observations of earthquakes, july 1898 to december 1899 (*Publ. earthq. invest. Comm. in for, lang.*, 1901, n° 5). — Horizontal pendulum observation of earthquakes at Hitotsubashi. Tokyo, 1900 (*Id.*, 1903, n° 13.). — The transit velocities of the seismic waves deduced from the observations of recent japanese earthquakes in Tokyo and central Europa (*Rep. phys. math. Soc. of Tokyo*, n° 19, february 1903).

Imamura. On Milne horizontal pendulum seismograms (*Rep. of the earthq. invest. Comm.*, 1901, XXXV, p. 5. En japonais). — On Milne horizontal pendulum seismograms obtained at Hongo, Tokyo (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, n° 16. 1904). — Note on Milne horizontal pendulum seismograms (*Rep. phys. math. Soc. of Tokyo*, 1904, n° 20, May).

TABLEAU L

Variation de la vitesse avec la distance pour 25 téléséismes (d'après Rudolph).

Distance arcuale Km.	VITESSES EN HECTOMÈTRES A LA SECONDE			
	V_1	V_2	V_3	V_4
7100	**144**, 139	**68**, 65	47.	36.
7200	**107**			
7300	114, 134	58.	40.	30, 34.
7400	**151**	**68**, **104**.	**47**^{2}	**32**.
7500		**62**.		
7600	**125**	**68**, **69** **71**	**40**.	**34**.
7700	**104**, **120**, 133, 136.	**55**, **58**, 61.	**47**, 41, 44	**32**, 30, 34.
7800	**111**, **116**	**56**, **61**		
7900	**134**, **138**, **140**, 141, 196	**60**, **69**, **70**, **72**, 71, 74	**45**, **47**, 43, 49.	**33**^{2}, **34**, **37**, 32, 34, 35.
8000	**113**	**62**, **64**	**51**.	**32**, **36**, **40**.
8100	**106**			**34**.
8200	**91**, **118**.	**56**, **91**		**33**, **34**, **36**, **37**.
8300	**115**, 206	**66**, **61**, 83	**44**, 48	33, 35.
8400	**129**			31.
8500	**115**			**33**.
8600	**110**	**58**, 72		**34**, 32.
8700	**113**, **127**, **132**	**66**, **71**, **72**.	**39**, 44	32^{2}, 35, 36.
8800	**109**, **137**	**67**.		
8900	**109**, **111**, **122**^{2}	**63**.	46.	**31**, **34**, 31, 34.
9000	**130**, **133**, **140**, 109.	**74**.	**48**.	**38**.
9100	**109**	**71**, **75**, **77**.	**50**, **54**	**33**^{2}, **34**, 35.
9200	**99**, **128**, **138**, 107.	**69**^{2}	46.	27, 32^{2}, 33^{2}, 34.
9300	**107**, **113**	**60**, **68**^{2}.	**44**, 48	**33**, **34**^{2}, 35, 36.
9400	**107**, **109**, **113**, **125**, **149**, 140	**62**, **66**		**34**.
9500		**62**, **64** 62, 68, 71.	43, 44, 51	**34**^{2}, 32^{2}, 33, 35^{2}.
9600				**29**.
9700	**97**.	**69**.		**29**.
9800	**131**, **182**, 109, 112, 117, 120^{2}, 191.	**64**^{2}, **65**, **66**^{2}, **67**, **68**, **69**.	**47**^{4}, 47, 49	**33**^{4}, **34**^{4}, **39**, 32, 37.
9900	**95**, **138**.	**70**.	**49**.	**33**^{2}, **36**.
10000	**114**	**67**.	**52**.	**31**.
10100		**61**.		**35**.

N. B. — Dans ce tableau, les nombres en caractères gras (**104**) correspondent aux séismes de foyer bien déterminé et les petits chiffres placés en exposants indiquent le nombre de fois qu'une même vitesse en kilomètres par seconde a été obtenue.

à ce résultat contraire au sien une juste objection, à savoir que, sur les 85 tremblements de terre utilisés par Imamura, 31 avaient

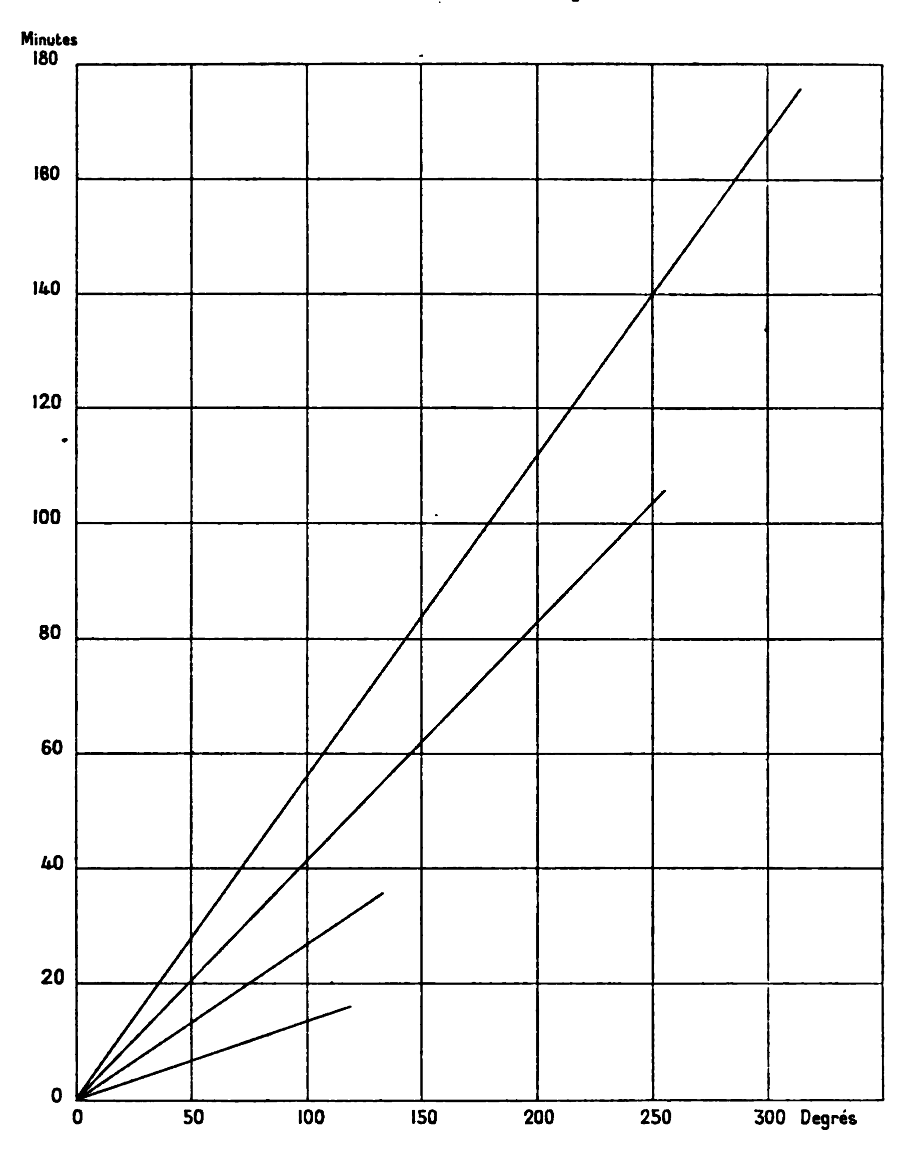


Fig. 118. — Vitesses de propagation des trois phases en arc de grand cercle (d'après Imamura).

leur origine au Japon même et qu'un seul séismogramme, celui de Tokyo, station rapprochée par conséquent, servait à la détermination du temps; or on sait, depuis les travaux d'Agamennone, qu'au

dessous d'une distance de 3 000 kilomètres, il était impossible, avec les appareils alors usités, de séparer les diverses phases avec assez de netteté pour en déduire leurs vitesses respectives, les diverses vibrations se recouvrant d'irrémédiable façon. Pour 25 des autres séismes, l'origine n'était connue que très approximativement, et pour 21 elle n'était déterminée qu'indirectement par des observations faites à distance de l'origine ; enfin, l'origine de trois était tout à fait inconnue. Restaient donc seulement cinq tremblements de terre véritablement utilisables, et encore, pour l'un d'eux, il avait été possible de relever une erreur dans la détermination du temps. Pour 49 de ces séismes, le temps, à l'origine, a été calculé au moyen d'observations faites à distance et introduites dans une formule basée sur l'hypothèse d'une vitesse apparente constante à la surface terrestre. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant, dit Oldham, que les intervalles de temps résultants aient conduit à une courbe des temps fort rapprochée d'une ligne droite. Les appareils des stations d'Europe étaient de sensibilités très inégales, et Imamura, pas plus que Rudolph et Omôri, n'a fait la distinction entre les observations faites aux pendules lourds et légers, ce dont Oldham a tenu soigneusement compte.

TABLEAU LI

Augmentation de vitesse avec la distance

(d'après Omôri et Imamura)

Phases	OMORI	IMAMURA	OLDHAM et MILNE
V_1	14100	13200	7600-14200
V_2	7100	6800	4200-8000
V_3	4700	4500	2800-3800
V_5	3500	3300	
V_6	2800	2800	
V_7	2300	2400	
V_8	2000	2100	

Il s'agit maintenant de concilier ou d'expliquer ces divergences.

Actuellement, trois appareils séismographiques seulement, ceux de Milne, de Vicentini et de Wiechert, sont employés dans les stations les plus éloignées à la surface du globe, de sorte qu'on peut les considérer comme constituant des réseaux mondiaux, condition qui apparaît comme essentielle à la recherche de la vitesse de propagation des trois espèces d'ondes. Le réseau Milne est très développé (plus

de 40 stations), mais l'appareil est inconstant et non amorti ; le réseau Vicentini est moins riche en stations et l'appareil n'est qu'incomplètement amorti ; enfin le réseau Wiechert est peu développé encore, mais l'appareil est presque absolument amorti, de sorte qu'on n'a à craindre l'introduction d'aucun élément de mouvement étranger aux ondes séismiques. Il y a donc lieu de demander aux observations faites aux pendules astatiques de Wiechert de départager les opinions au sujet des vitesses de propagation et de résoudre la question de savoir si, d'après Oldham, Milne et Rudolph, la vitesse de la phase principale est constante et si celles des deux premières phases sont variables, ou si, d'après Omôri et Imamura, ces vitesses sont à peu près constantes toutes les trois. Jusqu'à présent un seul tremblement de terre, celui des Calabres du 8 septembre 1905 (Rizzo), fournit les éléments de cette comparaison, au moins dans les travaux publiés parvenus à notre connaissance.

TABLEAU LII

Vitesse de propagation du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905

(d'après Rizzo).

STATIONS	DISTANCE Km.	V_1	V_2	V_3
Munich	1098	7,3		3,4
Plauen	1336	8,5		
Iéna	1393	8,3	4,3	3,5
Leipzig	1421	8,2	4,2	3,3
Göttingen.	1492	7,8	4,2	3,3
Upsal.	2341	8,5	4,6	3,2
Apia (Samoa)	17145	14,0	6,6	3,9

Les chiffres de ce tableau se conforment d'une manière assez satisfaisante aux conclusions d'Oldham et de Milne, et leur origine les met à l'abri des critiques justement dirigées contre la valeur des nombres utilisés par ces deux séismologues. La question semble donc tranchée.

En résumé, il résulte de cette longue discussion, nécessitée par l'extrême importance de ce problème fondamental, qu'il faut considérer, au moins provisoirement, comme définitifs les résultats obtenus par Oldham et par Milne, malgré l'imperfection des moyens qu'ils ont employés pour y parvenir, puisque le pendule astatique de Wiechert conduit à un résultat tout à fait identique. On est donc amené à séparer trois sortes d'ondes séismiques, et il faut, mainte-

nant, préciser les raisons qui les font considérer comme respectivement longitudinales, transversales et superficielles.

Les ondes des deux premières phases ont des vitesses variables, croissant avec la distance, et leur rapport reste voisin de 1/2, ou de $\frac{1}{\sqrt{3}}$, c'est-à-dire de celui que lui ont assigné un physicien et un analyste, Wertheim et Cauchy. Il est donc rationnel de les considérer comme longitudinales et transversales. D'un autre côté, ces vitesses sont, celles des premières surtout, beaucoup plus considérables que ne le comportent les modules d'élasticité et de rigidité de toutes les roches connues. Or, elles dépendent du rapport de ces modules à la densité. On sait bien que celle-ci croît avec la profondeur; il faut donc que ceux-là croissent aussi, et plus rapidement encore. Il faut aussi que les ondes des deux premières phases pénètrent assez profondément vers le centre de la terre pour y gagner des couches dont les modules d'élasticité et la densité soient assez considérables et permettent de réaliser les hautes vitesses observées; c'est précisément pour cela que ces dernières augmentent avec la distance. Quant à savoir exactement quel chemin les ondes peuvent bien suivre, la corde qui joint l'origine du tremblement de terre à la station d'observation, une voie brachystochrone réalisant le minimum de temps de trajet, ou une section conique comme le veut Kövesligethy, c'est là une question qu'il serait prématuré de regarder comme résolue, malgré les beaux travaux mathématiques auxquels elle a donné lieu, en particulier ceux de ce dernier séismologue. Cela revient à dire que la forme des lignes de choc reste encore à fixer. On ne pourra d'ailleurs le faire qu'au moyen d'un réseau complet de stations munies d'un pendule astatique, ou amorti, comme celui de Wiechert, ce qui est loin d'exister, comme on l'a vu à propos du tremblement de terre des Calabres. Alors il sera possible de vérifier si les observations cadrent, par exemple, avec les sections coniques établies analytiquement par Kövesligethy.

Quant à la troisième phase, la constance de sa vitesse paraît aussi bien démontrée que possible. Il faut donc que les ondes correspondantes cheminent dans un milieu dont les modules d'élasticité et la densité conservent des valeurs uniformes. Les couches extérieures de l'écorce terrestre remplissent ces conditions, par suite de leur état d'extrême dislocation, de sorte que les différences légères qu'elles présentent en réalité, quant à leur constitution à l'égard des mouvements élastiques, s'atténuent progressivement dès que la distance devient suffisamment grande. Toutefois, ces ondes

superficielles doivent encore pénétrer à une certaine profondeur, car les modules des couches extérieures encore trop faibles ne donneraient pas lieu aux vitesses observées. Aussi admet-on qu'elles cheminent parallèlement à la surface terrestre extérieure, et à une faible profondeur. On sait que ces ondes dépendent de la gravité, si l'on en croit la théorie de Lord Rayleigh, opinion que partage Lord Kelvin[1], avec la haute autorité qui s'attache à tous ses travaux de physique. Ce dernier estime, cependant, que l'influence de la gravité sur la vitesse de propagation des ondes séismiques aurait dû être plus grande que ne l'indiquent les observations séismographiques.

Les couches au sein desquelles cheminent les ondes superficielles doivent posséder les constantes physiques des métaux, puisque leur vitesse est à peu près celle que Bréguet et Wertheim ont mesurée dans les fils télégraphiques de Versailles, soit 3485 mètres à la seconde.

A ces trois espèces d'ondes, il faut ajouter les ondes séismiques visibles ou gravifiques, dont il sera longuement parlé au chapitre XIII et qui supposent un état très particulier du sol dans lequel on peut les observer. Elles n'ont rien d'essentiel au phénomène séismique.

Le tableau LIII (p. 362) résume les connaissances que l'on doit croire acquises sur les ondes séismiques.

L'existence, la séparation et la propagation de trois espèces d'ondes, telles qu'on vient de les exposer, ont été déduites des observations utilisées par Oldham et Milne ; cette théorie est conforme à des théories mathématiques réputées, celles de Wertheim, de Cauchy et de Lord Rayleigh ; elle cadre avec des séries d'observations soigneusement faites ; enfin elle forme un ensemble logique, dont toutes les parties s'enchaînent et se tiennent bien les unes aux autres. Laissant de côté les nouvelles spéculations mathématiques qui, selon nous, doivent ici laisser le pas à l'observation pure, on peut se demander si elle est vraiment inattaquable et d'accord avec tous les faits.

La juste objection dirigée contre l'emploi d'appareils insuffisamment amortis, ceux de Milne et de Vicentini, incapables d'éliminer les mouvements propres des pendules, a été en partie levée, puisque les observations faites au pendule astatique ou amorti de Wiechert, jusqu'à une distance de 17.000 kilomètres, s'accordent avec les conclusions d'Oldham et de Milne. Mais, chose plus grave, le

[1] Velocities of earth waves (*Seism. journ. of Japan*, 1894, III, p. 87).

TABLEAU LIII

Classification et caractères principaux des ondes séismiques.

	DÉNOMINATION	NATURE	VITESSE de propagation en mètres par seconde	RELATION entre la vitesse de propagation et la distance en arc de grand cercle entre l'origine et la station	PROFONDEUR de la VOIE SUIVIE	CORRESPONDANCE séismographique	EFFETS et intensité du séisme
1	Longitudinales. Normales. De dilatation et de compression ou de condensation. (Wertheim. Cauchy)	Longitudinales } Élastiques ou presque élastiques	7000-14000 ou 16000. Peut-être plus encore.	Vitesse variable et croissant avec la distance. Les ondes se propagent à toutes les distances.	Très grande et croissant avec la distance. Les ondes peuvent atteindre le centre de la terre.	Premiers frémissements préliminaires. Première préphase. I_1.	Microséismes, insensibles à l'homme. Degré I et peut-être II de l'échelle de Rossi-Forel.
2	Transversales. Transverses. De distorsion. (Wertheim. Cauchy)	Transversales }	4000-8000			Seconds frémissements préliminaires. Seconde préphase. I_2.	
3	Longues. Lentes. Superficielles. Principales. (Lord Rayleigh)	Transversales Semi-élastiques et semi-gravifiques.	2800-3800	Vitesse uniforme. Les ondes se propagent à toutes les distances.	Nulle ou assez faible. Les ondes cheminent parallèlement à la surface de la terre.	Troisième portion ou à rapide période de la phase principale. II_2 ou I_3.	Mégaséismes. Macroséismes destructeurs ou non. Degrés II à X de l'échelle De Rossi-Forel.
4	Gravifiques ou séismiques visibles.	Transversales. Gravifiques et non élastiques. Spéciales aux terrains mous comme les alluvions et les sables aquifères. S'accompagnent d'éjections d'eau et de sable.	Mal connue. Faible. Quelques dizaines de mètres (?).	Vitesse uniforme. Les ondes ne sortent pas de la région de l'ébranlement destructeur.	Nulle. Les ondes sont absolument superficielles.	Ne peuvent être enregistrées, les séismographes seraient détruits ou renversés.	Mégaséismes, très destructeurs. Degré X de l'échelle De Rossi-Forel.

spectre séismique est peut-être beaucoup plus compliqué que ne l'indiquent les observations qui ont servi de base à la théorie relativement simple exposée précédemment. On a déjà vu Rudolph chercher les vitesses de cinq phases différentes au lieu de trois et les séismologues japonais porter cette division à huit espèces d'ondes. Leurs observations prêtaient à des critiques qui ont empêché de s'arrêter provisoirement à leurs conclusions; il n'en est pas de même des plus récentes observations faites à la station de Göttingen, au moyen des séismographes astatiques de Wiechert [1]. On a pu y diviser les diagrammes en quatre classes bien définies, comme il suit, et qui manifestent très nettement un dédoublement des longues ondes de la phase principale dont il faudra désormais tenir compte.

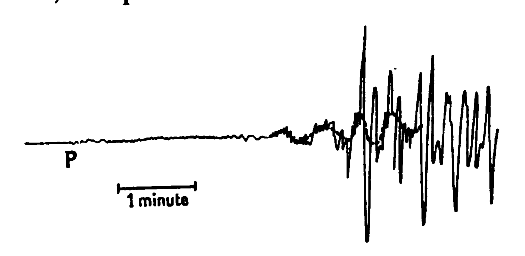


Fig. 119. — Diagramme de la composante N. S. du tremblement de terre de Scutari du 1er juin 1905 : 900 à 1 000 km (d'après Angenheister).

I. Séismes dont l'origine est rapprochée : au-dessous de 1 000 kilomètres. Des ondes à longue période, de 10" environ, se superposent parfois aux ondes courtes ou longitudinales de la première phase, d'une période de 1 à 6". Les seconds frémissements, les longues ondes et celles d'amplitude maximum arrivent ensemble et se superposent.

II. Séismes dont l'origine est moyennement éloignée : 1 000 à 5 000 kilomètres. Après les premiers frémissements bien séparés, les seconds frémissements et les longues ondes d'une période d'environ 40" se superposent ; puis vient une troisième phase, d'une période de 15 à 20", avec le maximum d'amplitude.

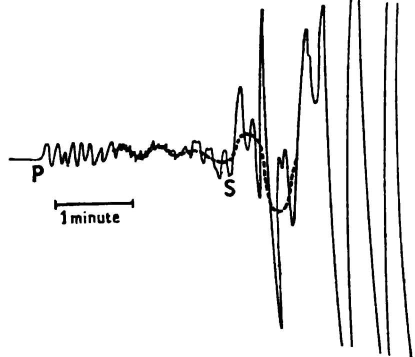


Fig. 120. — Diagramme de la composante E.-W. du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905 ; 1 000 à 5000 km (d'après Angenheister).

III. Séismes dont l'origine est très éloignée : plus de 5 000 kilomètres. Quatre phases bien distinctes; premiers et seconds fré-

[1] Angenheister. Seismische Registrierungen in Göttingen im Jahre 1905 (*Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math-phys. Kl.*, 1906, Heft 6).

missements; longues ondes d'une période de 40 à 70" et longues ondes d'une période de 30" environ, ces dernières avec le maximum d'amplitude.

IV. Séismes dont l'origine est assez voisine de l'antipode de la station. Les longues ondes de la troisième phase, d'une période de 50 à 70", présentent le maximum d'amplitude et sont suivies de longues ondes d'une période de 20 à 30".

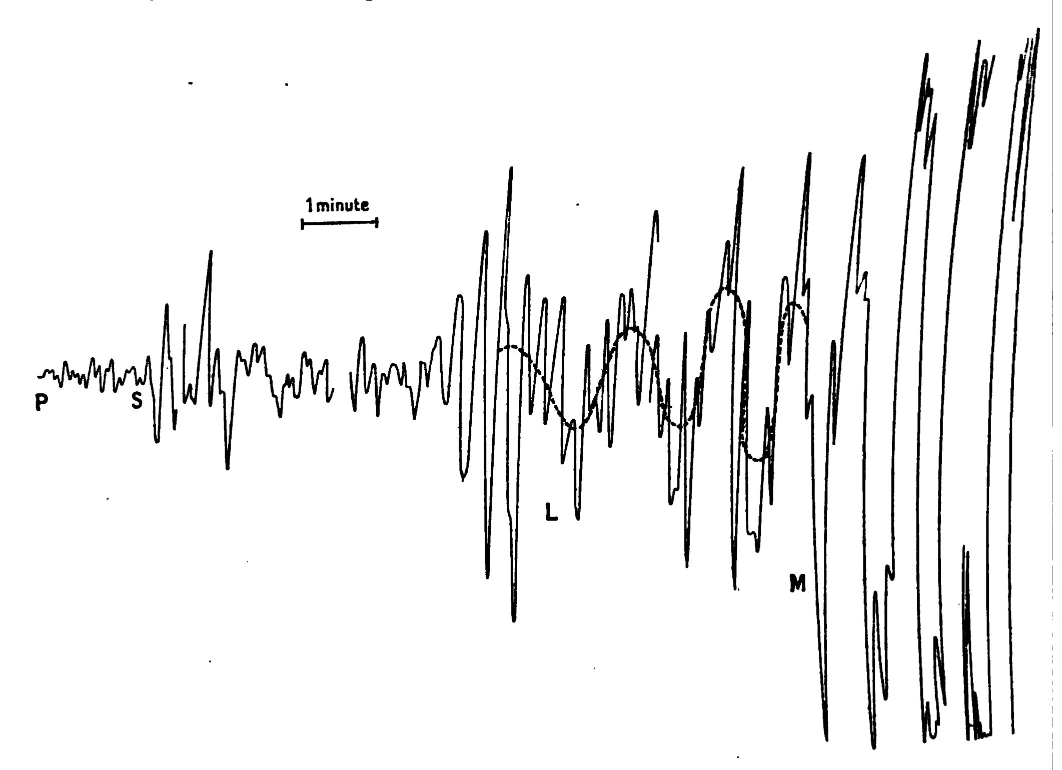


Fig. 121. — Diagramme de la composante N. S. du tremblement de terre de Mongolie du 9 juillet 1905; plus de 500 km (d'après Angenheister).

Ainsi se présente un dédoublement des longues ondes que ne prévoit aucune des théories mathématiques antérieures, pas plus les plus récentes que les anciennes. La distinction admise plus haut des ondes longitudinales, transversales et superficielles ne semble plus, dès lors, cadrer avec l'existence de quatre espèces d'ondes dont deux correspondent aux frémissements préliminaires et deux à la phase principale. Le spectre séismique se complique singulièrement, même sans tenir compte des ondes gravifiques ou séismiques visibles, phénomène très spécial et d'ailleurs secondaire. La théorie

classique exposée ne serait donc plus qu'une première approximation, devenue maintenant insuffisante devant les observations de Göttingen, que l'amortissement des pendules Wiechert semble mettre à l'abri de toute critique.

On notera que dans sa définition des quatre types de séismogrammes, Angenheister, s'il applique la définition de longitudinales aux ondes correspondant aux premiers frémissements préliminaires, ne parle nulle part d'ondes transversales.

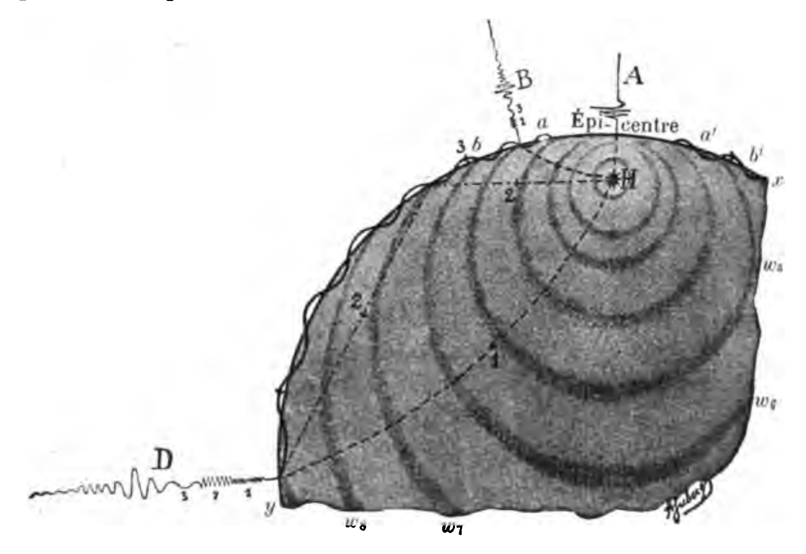


Fig. 122. — Représentation schématique de la production des phases des séismogrammes (d'après Sieberg).

Il reste maintenant à examiner quelques questions secondaires et d'ailleurs controversées, elles aussi.

Comment conçoit-on que le mouvement séismique se propage dans l'intérieur de la terre pour donner lieu aux différentes phases des séismogrammes et en particulier des téléséismogrammes ? Il est intéressant de donner à cet égard une explication due à Belar [1], mais à laquelle il ne faut d'ailleurs attribuer qu'une signification purement schématique et conventionnelle, qui se recommande par sa clarté ; il est vraisemblable, d'ailleurs, que les choses doivent se passer d'une manière plus ou moins analogue.

[1] Erdbebenbeobachtungen an der Laibacher Erdbebenwarte (*Verhandl. d. vom 11. bis 13. April 1901 zu Strassburg gehaltenen I. intern. seism. Conf.*, Beilage B, IX, 326. Leipzig, 1902)

Sieberg. Wie pflanzen sich die Erdbebenwellen fort? (*Das Weltall*, Berlin, 1902, III, p. 60).

Pour des raisons de simplicité, considérons un hypocentre C de tremblement de terre et par le même motif les lignes de choc linéaires avec des ondes séismiques sphériques W_1, W_2, W_3..... émanées de ce point. Soient *x y* la surface terrestre, *aa'* l'aire épicentrale, *bb'* l'aire d'ébranlement macroséismique, B et D les stations respectivement rapprochée et éloignée. A l'origine se forment des ondes qui arrivent à l'épicentre A, s'y font sentir comme macroséismes et y donnent naissance à de longues ondes superficielles, s'irradiant dans toutes les directions à partir de ce point. En B les premières arrivent plus tard qu'en A, en raison de la plus grande distance, et, pour le même motif, y sont déjà affaiblies dans un rapport probablement voisin de celui des carrés des distances ; elles y développent aussi des ondes superficielles amoindries aussi. L'observateur ressentira donc dans la zone épicentrale *aa'* un mouvement vertical de bas en haut, ou sussultoire, qui cependant tendra progressivement vers l'horizontale à mesure qu'on s'éloigne de l'épicentre. En B, au contraire, il éprouvera d'abord un léger frémissement dû aux ondes sphériques directes, puis les longues ondes émanées de A sous forme d'un mouvement ondulatoire horizontal. Plus la distance A B sera grande, plus ce dernier prédominera et plus aussi, dans le séismogramme, s'allongera la durée des frémissements préliminaires des vibrations longitudinales et transversales plus rapides que les ondulations superficielles. Dès que la distance A B sera suffisamment grande, la séparation s'effectuera plus distinctement. Ainsi, pas de préphase dans la région épicentrale, ni même de mouvement ondulatoire près de l'épicentre. A la station la plus éloignée, les phénomènes se présenteront comme en B, mais d'une manière plus accentuée encore, avec cette seule différence que les mouvements sensibles auront complètement disparu.

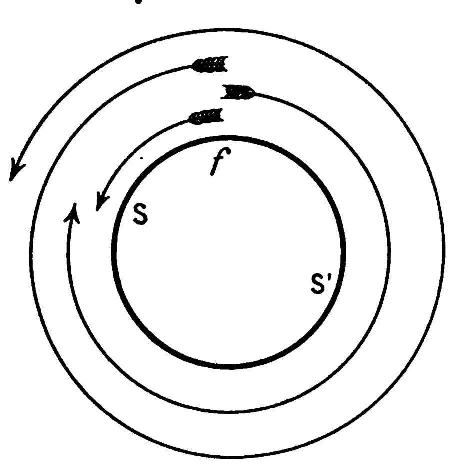


Fig. 123. — Chemins parcourus par les ondes superficielles entre l'origine et une station séismologique.

Au moins en ce qui concerne la phase principale, les diagrammes se compliquent singulièrement si l'on tient compte en une station S des nombreuses séries d'ondes qui s'y rendent. On peut, en effet,

outre les ondes directes f S, constater l'existence des ondes f S'S qui y parviennent en sens inverse après avoir passé l'antipode S' et observer encore le retour des premières f SS' f S après un autre tour complet autour de la terre. C'est ce qu'a montré pour la première fois d'une manière certaine le grand tremblement de terre de l'Assam, du 12 juin 1897. Les séismographes les plus sensibles accusent même l'existence d'ondes qui ont fait deux et trois fois le tour de la terre, et dont l'amplitude est naturellement diminuée dans de grandes proportions à chaque retour.

Parmi les nombreuses questions théoriques soulevées au sujet de la nature du mouvement séismique, une des plus controversées est, sans doute, celle de savoir si les longues ondes de la phase principale comportent un mouvement vertical, ou si elles se composent seulement d'oscillations purement horizontales des particules terrestres, manière de voir qui équivaudrait à rejeter la théorie de Lord Rayleigh. Omôri[1] s'est finalement prononcé pour la négative, en se basant sur ce qu'avec trois pendules horizontaux d'oscillations propres différentes, qui auraient, par conséquent, dû avoir aussi des sensibilités différentes pour l'inclinaison du sol s'il y en avait une, les diagrammes d'un même tremblement de terre présentent des amplitudes qui ne dépendent que du rapport d'agrandissement de leurs index multiplicateurs, en tant du moins que les tracés ne sont pas rendus confus par l'introduction des oscillations propres des masses pesantes pendulaires. Il paraît cependant bien difficile de concevoir les longues ondes sans qu'elles produisent une inclinaison du sol, leur définition même, donnée par Lord Rayleigh, confirmée par Lord Kelvin, comportant évidemment un tel mouvement. On ne saurait non plus, nous semble-t-il du moins, faire aussi bon marché de l'impression des sens malgré leur imperfection et leurs erreurs; or, quiconque a senti de nombreux tremblements de terre ne peut mettre en doute la sensation nette et invincible que le sol se balance. Beaucoup d'effets des séismes ne peuvent s'expliquer sans l'intervention d'un mouvement vertical, et dans bien des circonstances il a été *vu* sans discussion possible. L'argument que l'on a voulu tirer de l'insuccès du clinomètre Wiechert à déceler la composante verticale n'a plus de valeur, depuis que Galitzine a montré que l'inaptitude de cet appareil à la déceler tient à sa seule construction.

La petitesse de la composante verticale n'est même pas un fait

[1] On the nature of the long period ondulations of earthquakes (*Pub. earthq. invest omm. in for. lang.*, 1901, n° 5, p. 42).

absolu. A l'observatoire Lick du Mount Hamilton (Californie), les appareils sont situés au sommet de couches très fortement redressées sur la verticale et plus dans l'azimuth N.-S. que dans l'azimuth E.-W. L'influence de cette disposition de la stratification se manifeste en ce que la composante verticale est la plus considérable et la composante horizontale E.-W. la plus faible[1].

Vicentini[2] a fait à ce sujet des observations qui ne semblent pas avoir attiré l'attention autant qu'elles le méritent. Après avoir agrandi 560 fois le séismogramme d'une faible secousse ressentie à

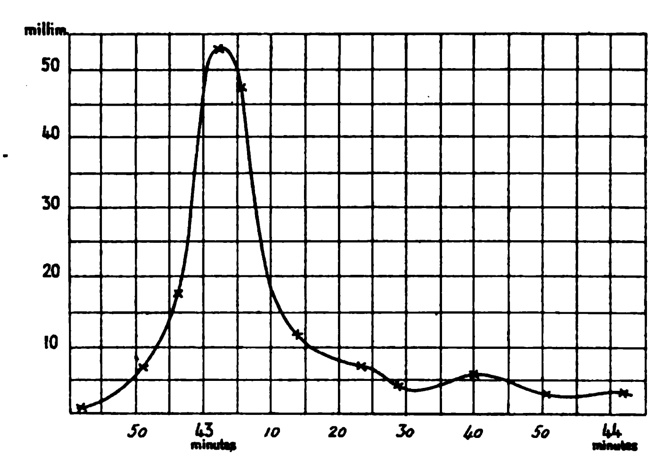


Fig. 124. — Ondulations du sol sous l'action des longues ondes superficielles (d'après Vicentini).

Padoue le 25 mai 1896, il a reconnu l'existence de déplacements du pendule différents de ceux qui correspondaient à ses oscillations propres, et accusant par conséquent ceux du sol par différence. Ceux-ci ne se produisent pas symétriquement par rapport au plan d'oscillation variable à chaque instant du pendule, et, débutant plus rapidement qu'ils ne s'éteignent, ils se renouvellent périodiquement. Après avoir éliminé graphiquement le mouvement pendulaire propre, ainsi que les vibrations du sol, Vicentini a obtenu le diagramme suivant d'une ondulation séparée d'une particule terrestre, et évalué à 5 ou 6″ l'inclinaison du sol dans ce cas particulier. Cette observation peut en quelque sorte servir à mesurer le défaut d'amor-

1 A. Schmidt. Fällt die Richtung der Erbebenstösse in die Richtung der Fortpflanzung der Erdbebenwelle? (*Ber. ü. d. XXVIII. Versammlung d. oberrhein. geol. Ver. zu Landau am 29. März 1894. Ber. ü. d. Sitz. d. Mitglieder der Erdbeben Comm.*).

2 Intorno ad alcuni fatti risultati da osservazioni microsismiche (*Boll. soc. sism. ital.*, 1896, II, p. 75).

tissement de l'appareil, et en tout cas va au-devant de l'objection qu'il n'est pas amorti.

Tout récemment, Galitzine[1] s'est efforcé d'établir la théorie mathématique des appareils destinés à observer et à mesurer la composante verticale. Il a été conduit à proposer des modifications à ceux de Davison et de Schlüter. Comme conclusion de ce travail fondamental sur la question de la réalité du mouvement vertical, le savant séismologue, loin d'en nier l'existence, en démontre seulement la petitesse relative, et il explique les difficultés spéciales relatives à sa mesure en conséquence des mouvements propres des appareils dont il faut le séparer.

Enfin, pour ne rien omettre sur cette épineuse question, il y a lieu de rappeler la manière de voir de Knott, qui paraît susceptible de mettre tout le monde d'accord. Knott pense, en effet, que, d'une part, le déplacement horizontal est beaucoup plus grand que ne l'indiquent les formules de Lord Rayleigh, et que, d'autre part, les vibrations verticales sont beaucoup trop rapides pour affecter les séismographes. Cela reviendrait à dire que ce dernier aurait accordé une trop grande influence à l'action de la pesanteur dans le mouvement des lentes ondes superficielles ou semi-gravifiques. Du reste, d'après Knott, les vibrations verticales s'éteindraient beaucoup plus vite que les déplacements horizontaux, d'où une difficulté de plus pour l'observation et la mesure de celles-là.

Toutes les inductions tirées des séismogrammes relativement à la nature du mouvement séismique reposent sur la relation réelle qui existe entre les mouvements d'une particule terrestre et ceux de l'organe traçant de l'appareil. Tout se réduit, en effet, à retrouver une même ondulation ou vibration du séismogramme d'une station dans celui d'une autre station, et c'est là la base de toute la séismologie instrumentale. Il est admis qu'un tel élément de mouvement se conserve reconnaissable sur toute l'aire macroséismique et microséismique d'ébranlement, jusqu'aux distances les plus éloignées de l'origine d'un tremblement de terre. Mais, d'après Monti[2], rien ne serait plus douteux que cette survivance d'une station à l'autre dans les séismogrammes correspondants, les formules analytiques du mouvement d'une particule terrestre et de la pointe traçante renfermant un facteur qui représente l'amortissement que subit le mou-

[1] Ueber die Methoden zur Beobachtung von Neigungswellen (*C. R. des séances de la Comm. sism. perman. de l'Ac. imp. des sc. de Saint-Pétersbourg*, 1906, II, livr. II, p. 1).

[2] Sulla misura della velocità di propagazione delle perturbazioni sismiche in rapporto alla sismometria razionale (*Atti d. reale Acc. d. Lincei*, 1906, XV).

vement séismique en passant d'une station à l'autre, par suite de la constitution géologique du sol autour de chacune d'elles. En thèse générale, la critique de Monti est certainement fondée; mais jusqu'à quel point cet amortissement perturbateur empêche-t-il l'identification d'une vibration, ou d'une ondulation, d'un séismogramme à l'autre? C'est ce qu'il est difficile de décider formellement. L'opinion de Monti semble pratiquement exagérée et dépasser le but. Tous les observateurs considèrent les séismogrammes comme parfaitement comparables entre eux, sinon dans le dernier détail, du moins dans leurs traits principaux. On peut donc, d'une station à l'autre, suivre une même phase de mouvement, et l'on était bien en droit d'en tirer sur la propagation les déductions qui ont été la base fondamentale de toutes nos connaissances sur cette question si importante, laquelle est loin d'être épuisée d'ailleurs.

A plusieurs reprises on a voulu rendre compte de l'existence des diverses phases, ou ondes séismiques, par le processus géologique même du tremblement de terre et que l'on imaginait précisément pour les besoins de la cause. Ainsi Angenheister pense que les frémissements préliminaires à courte période sont dus à l'effort de rupture du compartiment de la marqueterie terrestre sur ses bords, et que les longues ondes correspondent à la mise en mouvement subséquent d'ondulation de la masse du compartiment tout entier. Cela expliquerait qu'au voisinage de l'origine toutes les phases s'entremêlent. Il semble que ces recherches soient encore prématurées ; en tout cas, elles sont trop difficilement vérifiables par l'observation pour qu'il y ait lieu de s'y arrêter plus longuement.

L'état interne du globe est une des questions les plus difficiles que l'homme puisse se poser, puisqu'il s'agit de régions inaccessibles à l'observation directe. On a donc dû l'aborder par des voies indirectes. Longtemps l'aplatissement de la terre aux pôles, l'état visiblement fluide ou gazeux de Jupiter à l'époque actuelle, les anneaux de Saturne et la théorie cosmogonique de Laplace de la formation du système solaire ont été des arguments réputés à peu près irréfutables relativement à la fluidité interne actuelle de la terre. C'était là une sorte de dogme scientifique intangible que bien peu se hasardaient à seulement discuter, il y a une cinquantaine d'années. L'augmentation rapide de la température des couches terrestres avec la profondeur était considérée comme une preuve de fait dont on ne voulait pas voir la fragilité, rien ne donnant le droit de supposer que cette variation continue la même au delà du peu de milliers de mètres dont nous avons égratigné l'écorce terrestre. On trouvait

aussi dans les éruptions volcaniques une vérification expérimentale de la persistance de l'état primordial, et antérieur à l'apparition sur la terre des phénomènes géologiques proprement dits. Après une longue et violente lutte de plus d'un demi-siècle entre les rigidistes et les fluidistes, ou viscosistes, comme on dit en Angleterre, la question a bien changé d'aspect. D'une part, les astronomes exigent un noyau interne solide et rigide, seul compatible avec les données numériques des éléments du système solaire, et d'autre part, les géologues se passent très bien maintenant d'un noyau général fluide ou visqueux, pour expliquer les phénomènes éruptifs, cela sans toucher à la probabilité d'un état de ce genre à l'aurore des temps de la planète, problème cosmogonique tout différent.

De tout temps, la séismologie s'est prétendue compétente pour résoudre la question, et l'idée que les tremblements de terre résultent de l'inévitable réaction entre une fragile et mince écorce et un noyau fluide ou visqueux d'une température excessive a régné jusqu'à ce que la géographie séismologique en eût démontré la fausseté, puisqu'il ne saurait y avoir de région à tremblements de terre à la surface d'un globe ainsi constitué partout d'une manière uniforme. Du moins, on était fondé à dire que les ébranlements séismiques ne tirent pas leur origine d'une telle réaction. Mais voici que les séismologues exigent, à la suite des astronomes, une terre rigide jusqu'à son centre, pour que les ondes séismiques puissent s'y propager avec les vitesses fournies par l'observation moderne. Les tremblements de terre nous apportent seuls, comme on l'a dit, des nouvelles du monde souterrain qui autrement nous est inaccessible. Il s'agit s'exposer les intéressantes recherches qui ont été faites ces dernières années dans cette voie féconde, et naguère encore tout à fait inattendue. C'est Milne[1] qui a, le premier, abordé le problème de l'état interne du globe par la recherche des circonstances compatibles avec les observations séismographiques, et son exemple a été suivi par d'autres savants, comme on va le voir.

Les grandes vitesses des ondes longitudinales et transversales doivent être considérées comme des minimums, en raison de la paresse de certains séismographes pour les frémissements préliminaires, et supposent leur pénétration à de grandes profondeurs vers le centre de la terre pour que la pression mutuelle progressivement

[1] Seismometry and « Geite » (*Nature*, April 9th, 1903, London). — Die Erdbebenforschung und das Eingeweide der Erde (*Die Erdbebenwarte*, 1906, III, p. 6). — The speed of earthquake motion and inferences based thereon relating to the interior of the world (*Brit.Ass. f. the adv. of sc.*, Southport meeting,1903.*Seismological investigations. Eighth report of the Committee*, VII, p. 7).

croissante des couches terrestres amène des valeurs suffisamment grandes de leurs modules d'élasticité et de rigidité. Mais, dit Milne, leurs valeurs de début sont faibles et n'augmentent rapidement qu'à partir d'une distance arcuale d'environ 10 degrés entre l'origine du tremblement de terre et la station d'observation, ce qui correspond pour le milieu de la corde, supposée approximativement suivie par les ondes, à une profondeur voisine du vingtième du rayon terrestre.

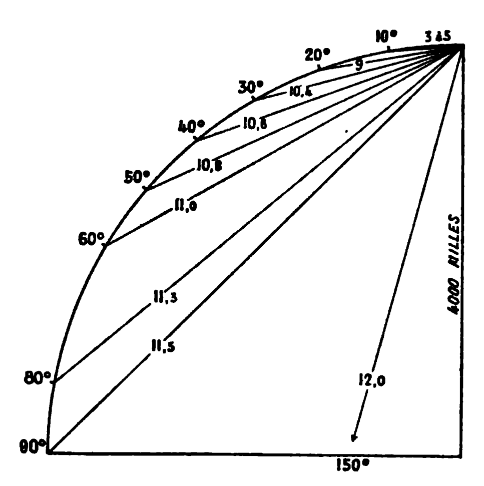


Fig. 125. — Vitesses de propagation des frémissements préliminaires supposés cheminer le long des cordes (d'après Milne).

La faiblesse des premières vitesses serait contredite par l'hodographe du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905, mais on a vu plus haut que ces résultats de Rizzo sont discutables. Quoi qu'il en soit, cette profondeur est celle même à laquelle se produirait la fusion de toutes les roches connues, si l'augmentation de température se continue suivant la même loi que celle observée jusqu'à environ 2 000 mètres au-dessous de la surface. Milne pense qu'au delà de cette distance arcuale de 10 degrés, ou pour les 19 autres vingtièmes restant du rayon terrestre, les ondes séismiques pénètrent dans un noyau solide constitué par un métal lourd, le fer, et de densité à peu près uniforme jusqu'au centre, ce qui expliquerait la faible variation de vitesse que montre le tableau LIV à partir de cette distance.

Milne appelle « *Geite* »[1] la couche intermédiaire entre l'écorce proprement dite et le noyau métallique solide et rigide. La matière y serait, en raison de la température et de la pression considérables à cette profondeur, dans une sorte d'état gazeux particulier lui permettant, suivant les idées d'Arrhenius, de posséder une élasticité, une rigidité et une densité supérieures à celle des corps solides connus. C'est à partir de cette couche spéciale, vers 60 kilomètres de profondeur, que les vitesses des ondes longitudinales et transversales

[1] De γῆ (terre) et λίθος (pierre) ; la lettre λ est tombée.

prennent brusquement un énorme accroissement par rapport à celle des longues ondes superficielles et qu'elles pénètrent dans le dense noyau solide, où leurs vitesses n'augmentent plus que lentement, à cause de la presque uniformité de ses conditions physiques jusqu'au centre.

TABLEAU LIV

Variation de la vitesse des ondes longitudinales avec la distance en degrés

(d'après Milne).

DISTANCE arcuale en degrés.	VITESSE DES ONDES longitudinales en mètres par seconde.
10	3000-5000
20	9000
30	10400
40	10600
50	10800
60	11000
80	11300
90	11500
130	12000

Une telle constitution rend bien compte des phénomènes séismologiques ; elle a, d'ailleurs, été établie pour cela. Mais, en même temps, elle est compatible avec les recherches des astronomes qui, à la suite de Hopkins[1], s'appuyant sur les valeurs de la nutation de l'axe des pôles et de la précession des équinoxes, ont montré l'impossibilité d'un noyau visqueux ou fluide. Mais leurs solutions, telles que celle de Roche[2], conduisent, en général, à des constitutions internes possibles dont les divisions, de densités différentes, peuvent varier entre des limites beaucoup moins étroites que celles qu'a trouvées Milne pour les vitesses de propagation des ondes séismiques.

Plus tard, Hans Benndorff[3] est revenu sur la question. Il a cherché théoriquement la loi de variation de la vitesse de propagation des ondes longitudinales, ou des premiers frémissements, en prenant comme point de départ expérimental les mesures faites par

[1] Researches on physical geology (*Phil. Trans.*, 1839, p. 381 ; 1840, p. 193 ; 1842, p. 43).

[2] *Mémoire sur l'état interne du globe terrestre* (Paris, 1881).

[3] Ueber die Art der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen im Erdinnern. I Mittheilung (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, 1905, XXIX). — II Mittheilung (*Id.*, 1906, XXXI).

Schlüter[1] de leur angle d'émergence au moyen de son clinographe employé comme séismographe vertical. Ces observations fondamentales portent sur onze téléséismes enregistrés à Göttingen en 1900.

TABLEAU LV.

Angles d'émergence de 11 téléséismes enregistrés à Göttingen
(d'après Benndorff).

TÉLÉSÉISMES	DISTANCE Kilomètres	ANGLE d'émergence en degrés
VII. 13	2000	29
VIII. 24	2100	39
VIII. 28	2400	56
VIII. 27	2800	59
VIII. 29	7500	64
VIII. 29	8000	69
IX. 1	8500	73
VIII. 5	9000	75
VIII. 20	9500	78
VIII. 29	11400	78
VIII. 27	14000	80

Au moyen de ce tableau, Benndorff tire cette relation que le cosinus de l'angle d'émergence est égal au rapport entre la vitesse de propagation des ondes longitudinales au point considéré et la vitesse apparente, loi que de Kövesligethy[2] avait antérieurement déduite d'hypothèses sur la vitesse de propagation qui se trouvaient ainsi vérifiées par l'observation. Ce résultat est très important, parce qu'il permet de rendre compte par des influences géologiques locales des anomalies qui se rencontrent fréquemment dans les mesures de vitesse de propagation pour certains observatoires, dans le cas de téléséismes donnés.

Benndorff a ensuite vérifié que les observations d'Imamura satisfont suffisamment bien à cette relation et, partant de là, il détermine par des considérations analytiques la loi de variation de la vitesse de propagation des ondes longitudinales suivant la profondeur qu'elles atteignent vers le centre de la terre.

Ainsi, la vitesse de propagation des ondes longitudinales serait

[1] Schwingungsart und Weg der Erdbebenwellen (*Beiträge zur Geophysik*, 1901, V, p. 314,401).

[2] Neue geometrische Theorie seismischer Erscheinungen (*Math. u. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*, 1897, XIII, p. 418). — Die Berichtung seismischer Elemente (*Id.*. 1905. XXIII, p. 42).

constante, et égale à 15 kil. 7 par seconde jusqu'aux 4/10 du rayon terrestre comptés à partir du centre ; elle décroîtrait ensuite de plus en plus rapidement, au delà de cette profondeur, jusqu'aux 7/10 marqués par le point d'inflexion de la courbe ; le taux de décroissance diminuerait ensuite de plus en plus lentement, et deviendrait très faible jusqu'aux 19/20 du rayon, où elle tendrait à redevenir constante

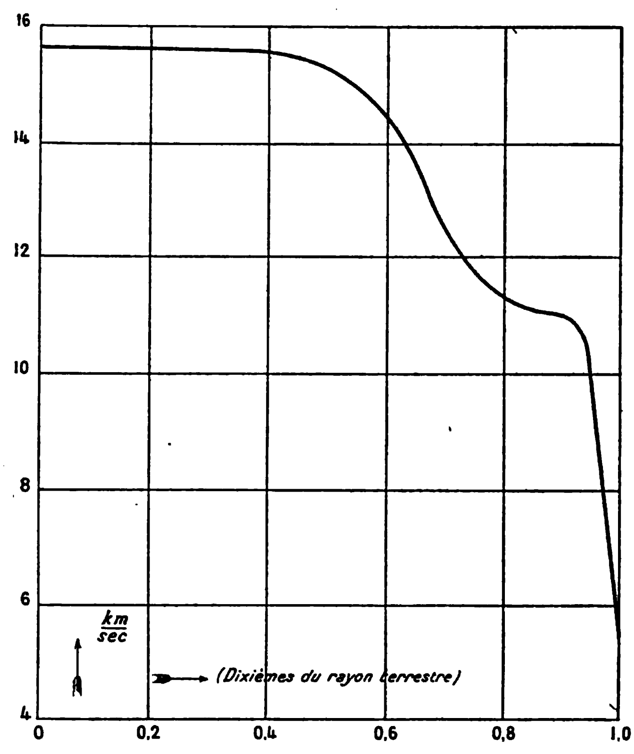


Fig. 126. — Variation de la vitesse de propagation des ondes séismiques longitudinales avec la profondeur (d'après Benndorff).

et égale à 11 kil. 3 par seconde ; mais, à partir de là, elle tomberait brusquement et régulièrement jusqu'à la surface, où elle n'est plus que de 5 kil. 5, en subissant cette diminution considérable du tiers de sa valeur au centre dans l'intervalle du dernier vingtième du rayon, c'est-à-dire dans ce qui est, à proprement parler, l'écorce terrestre. Il est très digne d'attention que la distance des 19/20 du rayon, à laquelle Milne place sa couche gazeuse et en même temps rigide, la « *Geite* », se retrouve nettement marquée dans la courbe de Benndorff ; mais le désaccord subsiste quant au rayon du noyau lourd, de densité uniforme, que le séismologue anglais étend jusqu'à

cette distance du centre, alors que pour Benndorff la vitesse n'est uniforme que jusqu'aux 4/10 du rayon à partir du centre.

TABLEAU LVI

Vitesses des ondes longitudinales suivant la profondeur atteinte et leur angle d'émergence

(d'après Benndorff).

Distance atteinte à partir du centre de la terre mesurée en parties du rayon.	ANGLE d'émergence en degrés	Vitesse en kilomètres par seconde.
0	90	15,7
0,1	88	15,7
0,2	86	15,7
0,3	84	15,7
0,4	82	15,7
0,5	80	15,3
0,6	77	14,5
0,7	73	12,7
0,8	67	11,3
0,85	65	11,1
0,90	63	10,0
0,95	59	10,3
0,975	52	8,8
1	0	5,5

La courbe de Benndorff n'est au fond qu'un hodographe, car il importe peu qu'on rapporte la vitesse à une distance mesurée sur l'arc de grand cercle ou bien à une fraction du rayon terrestre. On notera que cet hodographe est inversement placé par rapport à celui de Rizzo, du tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905.

Les observations utilisées par Benndorff l'ont ainsi conduit à l'hypothèse d'une constitution interne tripartite du globe : une écorce de 1/20 du rayon ; une première couche dense dont les conditions physiques varient rapidement, mais cependant moins que celles de l'écorce, et qui s'étend jusqu'aux 4/10 du rayon à partir du centre, et enfin, un noyau central plus dense encore et dont l'état reste uniforme jusqu'au centre. Une telle constitution est, aux dimensions près des divisions, semblable à celle que Roche a déduite des exigences astronomiques et géodésiques du problème ; au contraire, elle est en complet

désaccord avec celle que Wiechert[1] a établie au moyen des mêmes considérations, preuve que la question comporte bien des solutions possibles, autrement dit que la géodésie et l'astronomie, sciences d'ailleurs connexes, sont incapables de la résoudre à elles seules. Wiechert est, en effet, arrivé à la même constitution que Milne, à cette seule différence près que l'écorce est pour lui de 1/5 du rayon, au lieu de 1/20, donc l'écart de 3/20 est réellement insignifiant dans le cas de spéculations de ce genre.

Oldham[2] a cherché aussi quelle constitution interne du globe est compatible avec les valeurs, discutées à nouveau, des vitesses des ondes longitudinales et transversales qu'il avait antérieurement utilisées dans l'étude de leurs variations. Il conclut aussi, comme Benndorff, à l'existence d'un dense noyau central des 4/10 du rayon, que met en pleine évidence une brusque et profonde perturbation de la vitesse des ondes transversales, mais moins accentuée que celle des ondes longitudinales, à supposer que les unes et les autres cheminent le long de la corde, ou du moins s'en écartent peu. Ce changement radical se fait aux environs de la distance arcuale de 130 degrés, mais, à partir de là, le noyau central n'a plus des propriétés physiques uniformes, elles sont seulement peu variables.

Quand on fait des hypothèses sur la constitution interne du globe, on ne doit pas seulement leur imposer de satisfaire aux données de l'astronomie et de la géodésie, il faut encore partir d'une conception cosmogonique, par exemple l'hypothèse nébulaire de Laplace, et imaginer un état actuel dérivant de l'état initial par suite du jeu même des phénomènes physiques. C'est ce que l'on a dû s'efforcer de résoudre, en supposant un état incandescent général à l'aurore des temps géologiques et en lui appliquant les lois de la déperdition de la chaleur par rayonnement. Des travaux considérables ont été exécutés dans cette voie; mais il faut bien reconnaître que le vague des données hypothétiques du début s'est tellement répercuté sur les conclusions que ni l'âge de la terre, ni son état actuel n'ont pu en être déduits avec grande précision ; par cette nouvelle méthode, on ne pouvait non plus rencontrer que de larges limites, entre lesquelles peuvent osciller les solutions admissibles. Quoi qu'il en soit, parmi celles-ci, il en est une à retenir, parce qu'elle coïncide remarqua-

[1] Ueber die Massenvertheilung im Innern der Erde (*Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl.*, 1897, p. 221).

[2] Constitution of the interior of the earth (*Quart. journ. geol. Soc.*, 1906, LXII, p. 456).

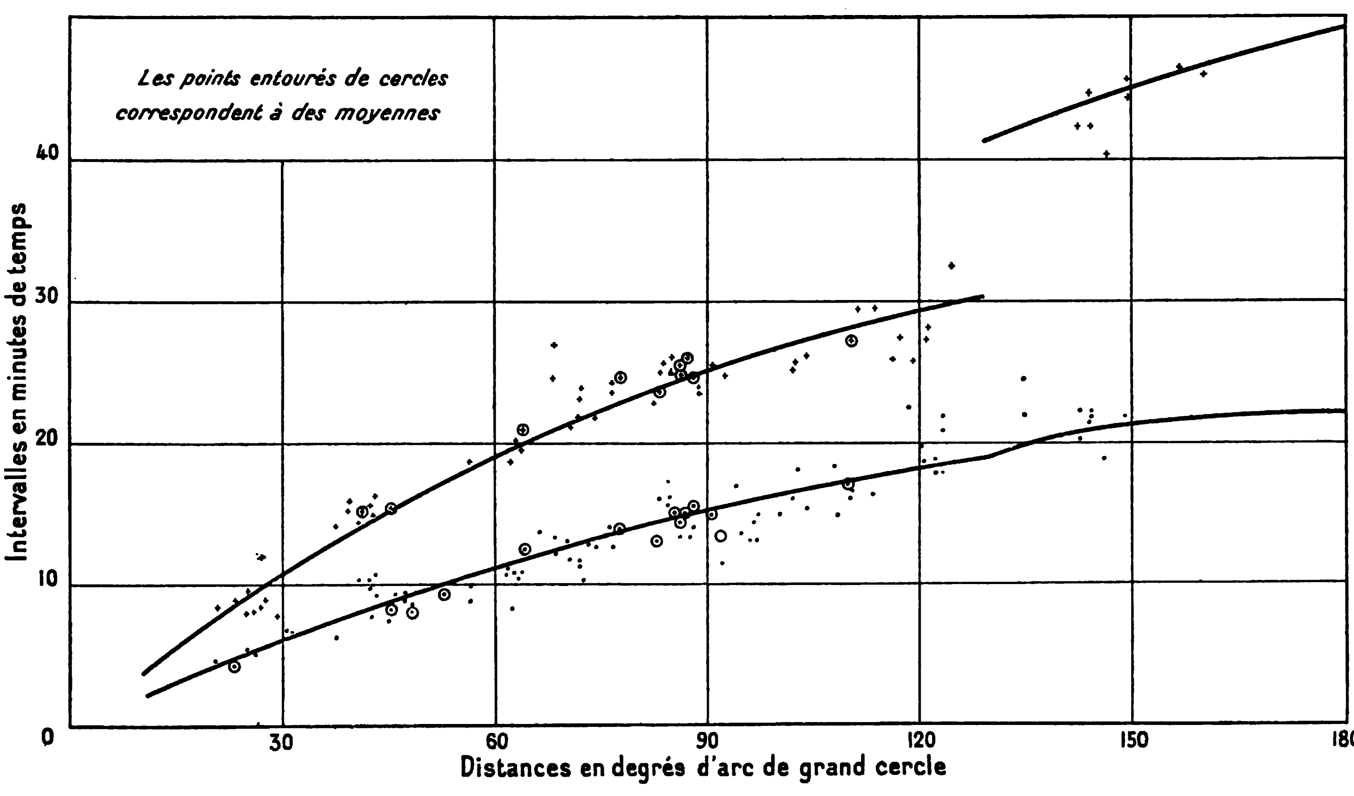


Fig. 127. — Vitesses de propagation des ondes transversales et longitudinales, d'après les dernières conclusions d'Oldham.

blement avec les recherches séismologiques, c'est celle de Davison[1]. Elle conduit à admettre une mince écorce de 8 kilomètres, au sein de laquelle dominent les efforts de compression, c'est-à-dire de plissement et de dislocation: on pourrait l'appeler la zone des actions géologiques proprement dites. Au-dessous en règne une de tension des roches; elle est comprise entre deux couches sphériques de tension nulle à 8 et à 320 kilomètres de profondeur, avec maximum par 115 kilomètres. Enfin vient un noyau de température à peu près invariable. Non seulement la couche de passage entre les compressions et les tensions coïncide avec la couche limite des efforts de fracture, à laquelle Van Hise est arrivé par des considérations toutes différentes dont on a parlé à propos de la profondeur maximum des hypocentres; mais encore la seconde, par 320 kilomètres, se termine au noyau de température invariable précisément aux 19/20 environ du rayon terrestre, là où Milne place sa « *Geite* ». L'accord entre les conclusions thermiques et mécaniques de Davison et les recherches purement séismologiques de Milne est donc de tout point intéressant, et donne une force nouvelle à celles de ce dernier.

En résumé, les vitesses de propagation se montrent jusqu'à présent incapables de donner des notions bien précises sur l'état interne du globe et ne conduisent, comme l'Astronomie et la Géodésie, qu'à des solutions possibles approchées. Láska[2] avait déjà prévu l'insuccès de cette méthode, du moins tant que, par une voie indépendante, l'observation n'aura pas permis de fixer la loi de variation de la densité des couches terrestres jusqu'au centre. L'intervention de la séismologie dans ce problème ardu n'aura cependant pas été inutile, puisque l'existence d'un noyau rigide est maintenant hors de doute. C'est déjà un résultat d'extrême importance que d'avoir pu fixer ce point si controversé.

[1] On the distribution of Strain in the earth's crust, resulting from secular cooling *Phil. Trans.*, 1887, p. 231; *Proc. Roy. Soc.*, LV, p. 141).

[2] Ueber die Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung der Erdinnern (*Mitth. d. Erdbeben. Komm. d. ksl. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, 1904, XXIII).

CHAPITRE XII

LES MICROSÉISMES

SOMMAIRE : Définitions : — Tachyséismes et Bradyséismes. — Oscillations pulsatoires, frissonnements du sol, ou agitation pendulaire. — Controverse de Bertelli et de Monte. — Relation avec les variations de la pression atmosphérique. — Théorie de Láska. — Relation avec le vent général, ou local, avec les cyclones et les tempêtes. — Observations de Napier-Dennison. — Lois supposées de périodicité saisonnière, ou horaire diurne-nocturne. — Prévision des tremblements de terre. — Pulsations du sol.

D'une façon générale, les microséismes sont ces vifs ébranlements ou mouvements du sol que seuls les appareils séismographiques permettent d'observer. Ce sont pour ainsi dire des tremblements de terre microscopiques. Ils se divisent tout naturellement en plusieurs classes : les séismographes enregistrent, en effet, les faibles séismes, insensibles à l'homme, qui se produisent au voisinage plus ou moins immédiat d'une station; ces microséismes ne peuvent évidemment rien apprendre de plus que les macroséismes ordinaires, dont ils diffèrent non pas essentiellement, mais par l'intensité seulement. Ils peuvent aussi résulter de la propagation, jusqu'à la station, d'un tremblement de terre d'origine lointaine, réduit graduellement, avec la distance, à une intensité trop faible pour être encore perçu par l'homme; ce sont les téléséismes, déjà étudiés avec les séismogrammes. Enfin il peut s'agir de très petits mouvements de l'écorce terrestre produits par des causes extérieures, mais, en tout cas, non géologiques; ce ne sont plus alors de véritables tremblements de terre, ou séismes; cependant, contrairement à l'opinion de Hœrnes[1], qui voulait les exclure de la séismologie, leur étude s'impose et tout le monde en a reconnu la nécessité, parce que leurs diagrammes se mêlent constamment à ceux des vrais tremblements de terre et parce que la vitesse de vibration, ou d'oscillation, est du même ordre de grandeur. Ils rentrent donc dans la définition tirée de la racine grecque : Σεισμός. Ce sont tous des *tachyséismes* (ταχύς, rapide).

[1] *Die Erdbebenkunde* (Leipzig, 1893).

La ligne de démarcation entre les macroséismes et les microséismes est souvent difficile à préciser, et c'est pour cela que dans les catalogues ils se mélangent sans cesse. Dans les premiers, des vibrations rapides, c'est-à-dire à courte période, coexistent avec d'autres plus lentes, tandis que dans les microséismes, les vibrations rapides sont absentes, ou extrêmement réduites. L'amplitude de quelques vibrations des microséismes est aussi grande, parfois même plus grande que celle d'un faible macroséisme local; elles sont insensibles seulement parce que leur période est très longue relativement à leur amplitude et que, par suite, leur accélération est très faible; en fait, c'est cette dernière raison surtout qui empêche la perception des microséismes.

L'écorce terrestre est, en outre, soumise à de bien plus lents mouvements, d'allure plus ou moins ondulatoire, ou oscillatoire, les *bradyséismes* (βραδύς, lent), qui ne nous semblent pas faire partie du domaine de la séismologie, quoiqu'on ait l'habitude de les y faire entrer : variations de la direction de la verticale ou de la gravité, mouvements du point zéro des pendules; ils ressortissent plus naturellement à la géodésie, ou même à l'astronomie par leurs causes originelles, de même que les mouvements séculaires encore plus lents qui s'accusent par le déplacement des lignes de rivages, l'envahissement ou le recul de la mer, doivent être exclusivement rattachés à la géologie.

Il est possible que l'avenir nous réserve la découverte d'autres mouvements d'oscillation ou de vibration intermédiaires, quant à leur vitesse, entre les tachyséismes et les bradyséismes définis plus haut; mais, de toute façon, il est une limite de cette vitesse au-dessous de laquelle la notion de tremblement de terre ne saurait s'appliquer et qui servira toujours à borner la séismologie, dont le domaine est assez vaste déjà pour qu'on n'ait pas à l'étendre au delà des frontières naturelles que lui impose l'étymologie de son nom. De ce que les microséismes d'origine tellurique et les téléséismes ont été étudiés ailleurs, il résulte que ce chapitre est uniquement consacré aux microséismes dont la cause ne semble pas résider dans les processus géologiques des couches terrestres, quoique leur origine interne, ou endogène, ait tout d'abord été énergiquement soutenue pour tous les cas par l'école italienne.

On peut dire que, dès l'invention du pendule, ces petits mouvements, d'apparence spontanée, ont attiré l'attention des anciens observateurs. Ils n'avaient pas échappé à Gassendi, au milieu du XVII[e] siècle, et les deux siècles suivants sont remplis de travaux sur

cette question[1]. On ne s'en occupera pas ici, le point de vue mouvements du sol ayant d'ailleurs été généralement négligé dans la plupart de ces travaux. D'un autre côté, les perfectionnements modernes apportés aux divers instruments de mesure employés en astronomie et en géodésie ont été tels que ces minuscules perturbations dans leur équilibre ont faussé les mesures, et on a cherché à étudier de près cet obstacle à la précision des observations. C'est ainsi que leur examen systématique les a fait entrer en 1870 dans le domaine propre de la séismologie, à la suite principalement des travaux de Bertelli. Les recherches antérieures ne présentant plus guère actuellement qu'un intérêt historique, il est inutile d'en parler plus longuement. Dans ce sens seulement qu'il s'agit de mouvements de l'écorce terrestre, il est permis d'attribuer la découverte des microséismes aux observations pendulaires longtemps poursuivies par Bertelli[2] dans son observatoire du collège Alla Querce, près de Florence. L'existence objective de ces minuscules oscillations pendulaires, d'allures en apparence spontanées, a été tout de suite vivement combattue par Monte[3], qui n'y voulait voir, en dépit de toutes les précautions prises par Bertelli pour isoler les appareils, que l'action directe sur le pendule de phénomènes atmosphériques extérieurs, ou thermiques, mais sans aucun mouvement réel de l'écorce terrestre. Après une longue polémique, personne ne peut plus douter maintenant que les microséismes ne soient le résultat de vibrations du sol, et il ne reste plus que l'instructif souvenir d'une discussion dont Günther[4] et, dix ans plus tard, Sieberg[5] ont exposé les diverses phases.

Les mouvements tromométriques (τρόμος, frisson) de Bertelli se divisent nettement en deux catégories, que distinguent une parfaite

[1] Appunti storici intorno alle ricerche sui piccoli e spontanei moti dei pendoli fatte dal secolo XVII in poi (*Boll. di bibliografia e di storia delle sc. mat. e fis. di B. Boncompagni*, VI, Gennaio 1873. Roma).

[2] Tromosismometro (*Atti della reala Accademia dei Nuovi Lincei*, 22 febbraio 1874. Roma). — Osservazioni microsismiche fatte al collegio Alla Querce presso Firenze nell'anno meteorico 1873, e riposte ad alcune obbiezioni fatte alle medesime (*Id.*, 5 luglio 1874). — Della realtà dei moti microsismichi ed osservazioni fatte sui medisimi nell'anno 1873-74 nel collegio Alla Querce presso Firenze (*Id.*, 21 marzo 1875). — Riassunto delle osservazioni microsismiche fatte nel collegio Alla Querce di Firenze e delle riflessioni teorico-sperimentali dedotte dalle medesime (*Id.*, 1876, XXIX, p. 78).

[3] *Sperienze comparative sui sismometri fatte nell'osservatorio di Livorno* (Livorno, 1873). — *Sperienze sui sismometri* (Livorno, 1874).

[4] Luftdruckschwankungen in ihrem Einflüsse auf die festen und flügissen Bestandtheile der Erdoberfläche (*Beiträge zur Geophysik*, 1895, II, p. 71).

[5] Erdbeben und Witterung. Eine Studie ueber tellurische Dynamik (*Das Wetter Monatschrift f. Witterungskunde*, 1905).

uniformité pour les uns, des irrégularités périodiques pour les autres; ce sont, d'une part, les pulsations, d'autre part, les oscillations pulsatoires. Celles-ci portent encore d'autres noms : agitation pendulaire et frissonnements terrestres (*earth-tremors*), qu'il ne faut pas confondre avec les frémissements ordinaires des phases préliminaires des tremblements de terre normaux ou francs, des vrais séismes en un mot. On étudiera les oscillations pulsatoires en pre-

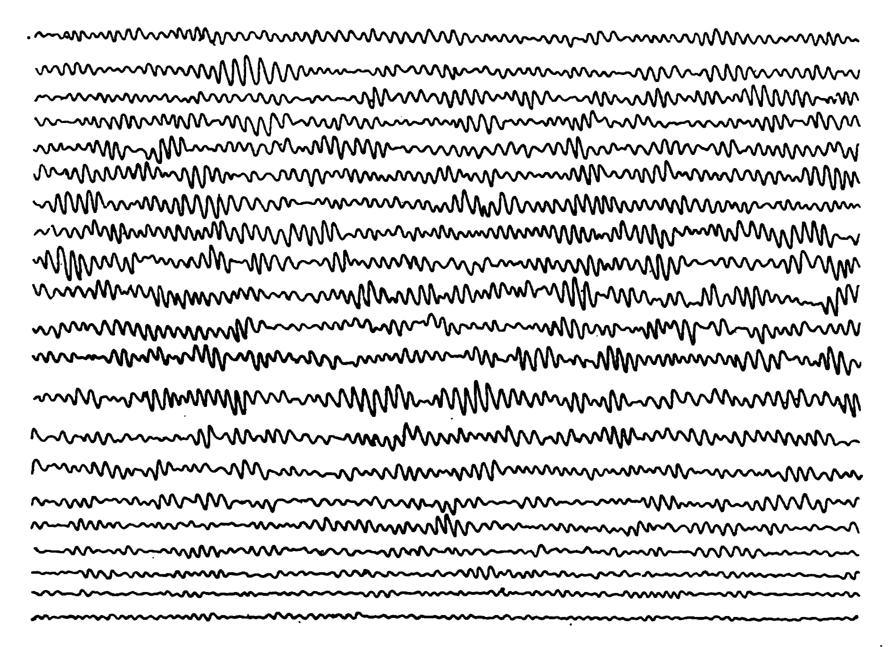


Fig. 128. — Une tempête microséismique à Tokyo, les 18-19 novembre 1900 (d'après Omôri).

mier lieu, non seulement à cause de leur plus grande importance en raison des plus nombreuses recherches qu'elles ont suscitées, mais aussi parce que leur attribution à la séismologie ne souffre aucune difficulté, ce qui n'est pas le cas des pulsations, ainsi qu'on le verra plus loin.

Les oscillations pulsatoires sont caractérisées par leur symétrie par rapport à la position d'équilibre du pendule, c'est-à-dire que ce sont de véritables oscillations, ou vibrations. Elles se présentent en séries de groupes successifs de plusieurs vibrations, dans chacun desquels l'amplitude croît, puis décroît graduellement, et que séparent des intervalles sensiblement égaux pendant une même bourrasque ou tempête microséismique. La durée de l'intervalle paraît

indépendante de l'amplitude particulière à chaque cas, et le tout peut durer plusieurs heures, voire même des jours.

On commencera par donner les principaux renseignements numériques que l'on possède actuellement sur les éléments mécaniques des mouvements tromométriques dus surtout à Omôri[1].

L'amplitude n'a pas dépassé $1^{mm},6$ à Tokyo de juillet 1898 à décembre 1899.

Quelle que soit l'amplitude, la période reste généralement constante pendant plusieurs heures; d'une bourrasque microséismique à une autre, elle varie de 3″,4 à 8″.

En supposant que la vitesse de translation à la surface terrestre

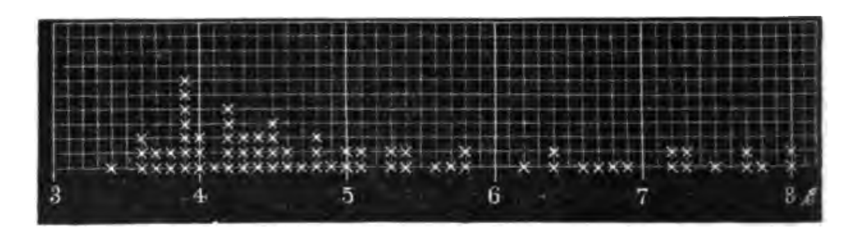


Fig. 129. — Fréquence relative des différentes valeurs des périodes des oscillations pulsatoires à Tokyo (d'après Omôri).

est la même que celle du mouvement séismique ordinaire, c'est-à-dire 3km. 3, Omôri a déduit les longueurs d'ondes de 11 km. 2 et de 26 km. 4 pour les oscillations pulsatoires dont les périodes sont 3″,4 et 8″,0 respectivement.

Les observations microséismiques poursuivies en 1905 à Potsdam par Hecker[2] l'ont conduit à distinguer quatre sortes de mouvements du sol : de très courtes vibrations de 4″ de période au plus, d'autres dont la période est respectivement de 7 et de 30″ environ, enfin de très lentes oscillations dont la période est de une ou même plusieurs minutes. Il est bien probable qu'il s'agit là de mouvements de l'écorce terrestre différant complètement de nature et d'origine, de sorte que faute de les avoir assez nettement séparés pour les rapprocher d'autres phénomènes, les différents séismologues qui s'en sont occupés sont arrivés à des conclusions inconciliables. Au contraire, à l'observatoire de Potsdam on a pu entrevoir à leur égard quelques

[1] Results of the horizontal pendulum observations of earthquakes, July 1898 to December 1899, Tokyo (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1901, n° 5).

[2] Seismometrische Beobachtungen in Potsdam in der Zeit vom 1. Januar bis 31. Dezember 1905 (*Veröff. d. Kngl. preussischen geodät. Inst.*, Neue Folge, 1906, n° 29 Berlin).

résultats qui, sans doute, se préciseront davantage d'année en année. Ceux sur lesquels on peut compter le plus dès maintenant sont les suivants, et paraissent pouvoir expliquer les contradictions exposées précédemment.

Les mouvements à très courtes périodes, que seuls les appareils Wiechert manifestent régulièrement, sont en relation évidente avec les heures du jour et diminuent beaucoup pendant la nuit; ils semblent dériver de l'activité humaine journalière et des travaux industriels. On peut admettre que les vibrations d'une période de 7″ présentent quelque relation avec le vent et que celles plus lentes, d'une période de 30″ correspondent au frottement des masses d'air atmosphérique contre le sol; ce sont celles, qui promettent le plus sûrement des relations météorologiques définies et indéniables, lorsque l'on aura pu coordonner les observations des diverses stations. Les mouvements dont la période atteint une ou plusieurs minutes sont assez rares et restent encore mystérieux quant à leur origine.

La façon dont les groupes d'oscillations se succèdent à intervalles réguliers fait supposer *a priori* que leur origine tient à quelque phénomène présentant un caractère analogue. On est ainsi amené à songer aux phénomènes météorologiques dont l'allure est la même, vent et variations barométriques. C'est là du reste un résultat obtenu seulement *a posteriori* en réalité, par la confrontation effective de la production des uns et des autres. Il est d'ailleurs facile de prévoir que l'agitation tromométrique ne peut provenir d'une cause purement séismique, c'est-à-dire géologique ou tectonique, puisque des stations situées comme Lemberg et Shide (île de Wight) dans des régions l'une aséismique, l'autre à peine pénéséismique, accusent une fréquence aussi grande des oscillations pulsatoires que les observatoires de régions hautement instables comme l'Italie, le Japon et les Philippines. Ainsi se trouve réfutée de fait l'opinion trop exclusive de De Rossi[1], que l'agitation tromométrique est un mouvement d'origine séismique endogène. Il croyait, en effet, qu'à Rocca di Papa, le pendule se mouvait toujours perpendiculairement à l'axe de la fracture volcanique qu'il supposait se diriger de là vers la mer par Albano, et dont les lèvres, s'abaissant et se relevant, donnaient lieu à l'agitation pendulaire; d'après lui, les variations barométriques pouvaient, toutefois, ne pas être étrangères à ce processus géologico-séismique, à la conception duquel il avait été amené par les observations de Bertelli qui, admettant une influence

[1] *Boll. del vulcanismo italiano* (1874, I, p. 53).

barométrique, niait celle du vent et de la température. Pour ce dernier aussi, l'agitation pendulaire restait incontestablement d'origine tellurique, précédait, accompagnait ou suivait toute dépression barométrique; il donnait le nom de baro-séismique à la bourrasque tromométrique correspondante, réservant celui de volcano-séismique à celles qui se produisaient aux périodes de haute pression. Dans ces deux dénominations se reflétait l'opinion alors courante des séismologues italiens, adeptes de la *Meteorologia endogena* de De Rossi, d'après laquelle une cause très générale de mouvements de l'écorce terrestre réside dans l'action directe de la pression atmosphérique sur les vapeurs et les gaz inclus dans le magma interne plus ou moins visqueux. Bertelli se trouvait ainsi en opposition formelle avec Palmieri[1], qui, de ses observations au Vésuve, tenait pour une origine tout à fait exogène et niait l'exactitude du parallélisme de la répartition mensuelle des microséismes de Bologne, Florence et Livourne avec celui de la variation barométrique.

La question de l'origine exogène, ou endogène, des microséismes sera résolue plus loin, en faveur de la première hypothèse, par l'étude de leurs relations avec les circonstances météorologiques extérieures à la station; mais, dès à présent, on peut invoquer dans ce sens un argument très probant, ce semble, et qui démontre au moins que ce sont des mouvements tout à fait superficiels du sol En effet, De Rossi a constaté qu'à Rocca di Papa, à 18 mètres au -dessous de la surface, ces mouvements ne conservent qu'à peine la moitié de leur intensité, et semblable observation a été faite à Potsdam par Hecker[2], à 25 mètres de profondeur, dans un sol sablonneux. L'inverse devrait évidemment se produire s'il s'agissait de perturbations telluriques, ou séismiques, d'origine tectonique profonde. Quant à voir dans cette augmentation d'énergie de bas en haut une conséquence du manque de soutien et de cohésion des dernières couches, à la surface de séparation avec l'atmosphère, c'est-à-dire de la plus grande facilité qu'auraient les particules terrestres à y vibrer, en un mot songer ici aux vibrations marginales superficielles, cela paraît bien difficile pour d'aussi faibles mouvements. Comme les efforts tectoniques sont vraisemblablement négligeables à la surface même des couches terrestres, une origine exogène des microséismes paraît *a priori* bien plus probable.

G. H. Darwin[3] a montré qu'en supposant à l'écorce terrestre une

[1] *Il sismografo portatile* (Napoli, 1874).

[2] Untersuchung von Horizontalpendelapparaten (*Zeitschrift für Instrumentenkunde*, 1899, p. 268. Berlin).

[3] On variations in the vertical due to the elasticity of the earth's surface (*Phil. mag.*, 1882, p. 409. London).

rigidité égale à celle du verre, un gradient barométrique de 50 m/m par 1 500 milles, ce qui se présente souvent, produira à la surface terrestre une déflexion de 90 m/m, et, par suite, un mouvement ondulatoire, puisque les dépressions se meuvent assez rapidement à la surface de la terre. Ces chiffres correspondent à une pente de $\frac{1}{260.00.000}$. D'un autre côté, Milne[1] fait justement observer que les variations de hauteur mercurielle se produisent par à-coups. Dans un cas, extrême il est vrai, il a pu constater des fluctuations de 3 à 5 dixièmes de pouce avec une période de 1 à 3″. Cela s'accorde assez bien avec la manière d'être de l'agitation pendulaire. Dès lors, en abaissant à un tiers la valeur admise plus haut pour la rigidité de l'écorce terrestre, ce qui la rapprocherait sensiblement de celle des roches communes, la déflexion aurait une valeur encore beaucoup plus élevée, et ainsi s'établit la possibilité théorique de la production des oscillations pulsatoires sous l'action des changements de pression barométrique.

Pendant 20 années consécutives, de 1882 à 1901, l'observatoire météorologique des Pères Jésuites de Manille[2] s'est très attentivement occupé des relations entre les mouvements microséismiques et les circonstances météorologiques concomitantes de l'archipel des Philippines, et c'est la seule série d'observations continues et dirigées dans ce sens qui ait été publiée, du moins à notre connaissance; elle est donc très intéressante à compulser, et il est regrettable que, depuis la substitution du *Weather Bureau*, l'attention des observateurs se soit, à l'exemple des stations séismologiques, surtout appliquée à la confrontation des microséismes avec les tremblements de terre, en abandonnant presque complètement la voie qui aurait pu donner de si utiles renseignements sur l'origine des premiers, problème non encore complètement résolu, il s'en faut de beaucoup. En ce qui concerne le baromètre, il semble que, de cette longue série d'observations, se soit dégagée une certaine proportionnalité entre l'activité microséismique enregistrée à l'appareil Bertelli, d'une part, et le gradient barométrique, ainsi que l'agitation des mers environnantes, d'autre part, dernière observation beaucoup plus accentuée pour la Mer de Chine que pour le Pacifique, en raison du plus grand voisinage de celle-là. L'absence d'amortissement dans les appareils employés à Manille a fait émettre les doutes les plus graves contre

[1] Earth pulsations in relation to certain natural phenomena and physical investigations (*Seismological journ. of Japan*, 1887, I, p. 87).

[2] Observatorio meteorológico de Manila, bajo la dirección de los Padres Jesuitas. *Boletin mensual. Revista seismica.*

les observations faites depuis si longtemps dans cette ville; c'est une objection qu'on ne pouvait passer sous silence. Quoi qu'il en soit, cela confirmerait la réalité d'une influence déjà signalée à Hendaye par d'Abbadie, mais que Prost[1] ne paraît pas avoir reconnue à Nice pendant ses observations faites de 1860 à 1873 sur les faibles oscillations, d'apparence spontanée, des cristaux d'un grand lustre. On ne saurait non plus oublier que, d'après Mazelle[2], cette relation avec les mouvements de la mer est fort peu marquée à Trieste.

Milne[3] ne nie pas qu'un fort gradient barométrique ne soit favorable à l'apparition des oscillations pulsatoires, mais revenant plus tard sur la question[4], et tout en maintenant cette assertion, il n'y voit plus, après un examen approfondi et de nouvelles observations, qu'un résultat de l'action du vent sur le sol. L'influence barométrique ne serait plus alors qu'indirecte, parce qu'elle donne lieu au vent, ce qui s'accorde bien aussi avec les constatations négatives de Schwab[5] à Kremsmünster, en 1899, et de Mazelle. Ces résultats paraissent ainsi de moins en moins en faveur des observations italiennes, malgré la très ingénieuse explication qu'en a donnée Láska[6].

Láska fait tout d'abord observer combien la constitution géologique du sol de la station doit avoir d'influence sur la manifestation du phénomène, dont l'allure générale diffère, en effet, complètement à Wilhelmshaven, Potsdam et Orotava (Ténériffe), d'après les observations de von Rebeur-Paschwitz[7] : il s'accorde ainsi, pour souligner la grande importance du facteur géologique, avec l'opinion anciennement énoncée par Bertelli que, dans une même localité, les pulsations pendulaires s'effectuent dans des directions en dépendance de celles des vallées et des collines du voisinage. Au début de ses observations sur les microséismes, à Lemberg, Láska s'est aperçu que les fortes dépressions barométriques régnant sur la Scandinavie méridionale et la Finlande influent beaucoup plus sur

[1] Frémissement du sol à Nice (*Journal du Ciel*, Paris, 1874, n° 190-191, p. 233).

[2] Die microsismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck (*Mitth. d. Erdbebencomm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1903, XV).

[3] Earth Tremors (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1883, VII, part I).

[4] Earth Tremors in Central Japan (*Id.*, 1887, XI).

[5] Bericht über Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster (*Mitth. d. Erdbeben Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1900, XV).

[6] Ueber die Pendelunruhe (*C. R. de la première conférence séismologique internationale de Strasbourg*, Beilage I, p. 209. Leipzig, 1902).

[7] Das Horizontalpendel und seine Anwendung zur Beobachtung der absoluten und relativen Richtungsänderungen der Lothlinie (*Nova Acta d. kais. Leop.-Karol. Ak. d. Naturforscher*, Halle, 1894, LX, p. 153).

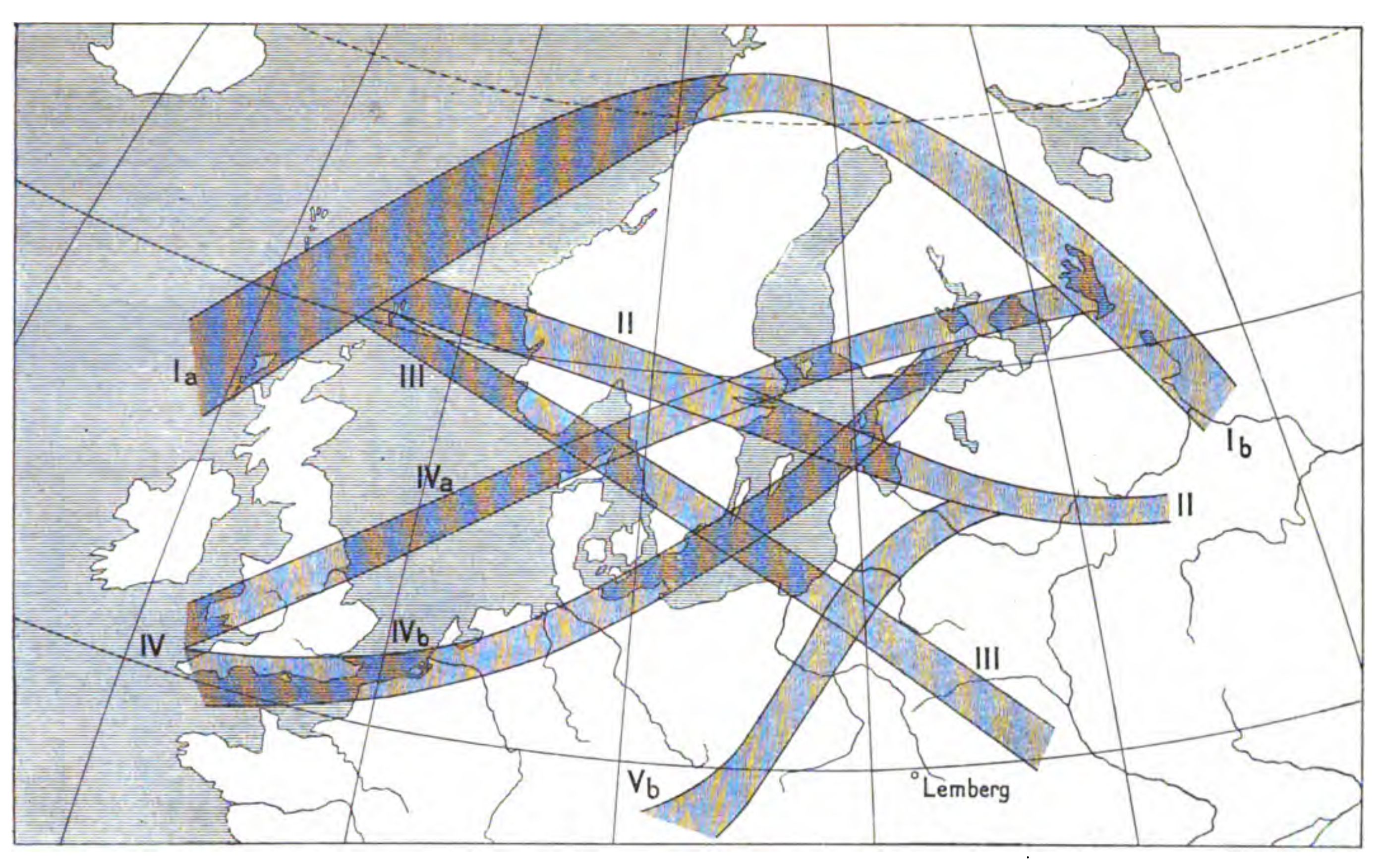


Fig. 130. — Trajectoires des dépressions barométriques favorables à l'agitation pendulaire à Lemberg (d'après Láska).

le phénomène que celles des autres régions de l'Europe. D'un autre côté, ses pendules montraient des différences très marquées relativement à leur sensibilité, lors d'une même bourrasque microséismique. C'est dire qu'un pendule doit posséder une certaine période propre et déterminée d'oscillation pour être en quelque sorte *accordé* avec les oscillations du substratum particulier à la station, de façon à pouvoir les enregistrer. Les deux périodes doivent être à peu près commensurables entre elles. Et il faut qu'il en soit de même pour que les ébranlements du sol, séismiques ou non, se transmettent facilement de l'une à l'autre de deux couches terrestres contiguës. Ceci posé, les dépressions barométriques de la Scandinavie et de la Finlande règnent sur un vaste territoire formé de couches primaires qui constituent la plate-forme russe et se prolongent vers le S. E. bien au delà de Lemberg, dans la Russie méridionale, où on les voit affleurer dans les vallées du Dnièper et de ses affluents. Dès que le gradient est un peu élevé et que ces dépressions se meuvent sur leurs trajectoires habituelle II et III de Van Bebber[1], elles mettent en état de vibration la masse du grès rouge dévonien, et les pendules de Lemberg y répondent, s'ils sont accordés avec sa période. C'est pour cela que cette agitation se fait surtout observer en hiver, époque à laquelle les dépressions suivent de préférence ces trajectoires II et III, tandis qu'elles en parcourent d'autres l'été, et comme elles règnent alors sur des formations géologiques différentes, leurs mouvements se transmettant mal à la plate-forme russe, les pendules restent au repos. Il faut reconnaître d'ailleurs que Láska fait toutes les réserves nécessaires à cette ingénieuse explication; elle ne peut, du reste, avoir qu'une valeur locale, et c'est ainsi qu'à Trieste, par suite de l'existence d'autres trajectoires, les périodes d'agitation auraient, d'après Mazelle, plus de chances de correspondre à des dépressions du S., du S. W ou de l'W., sans que cet observateur ait osé préciser davantage cette vague relation.

En 1895, Günther émettait cette opinion que les relations directes entre l'agitation pendulaire et les fluctuations de la pression atmosphérique ne pouvaient être considérées comme parfaitement établies, et qu'il faut attendre, pour se prononcer, de bien plus longues séries d'observations qui devront se faire simultanément dans plusieurs stations, ainsi qu'Ehlert[2] en a exprimé la nécessité à l'occasion, il est vrai, d'une autre partie du problème microséismique, à

[1] *Die Wettervorhersage* (Stuttgart, 1891).

[2] Horizontalpendelbeobachtungen im Meridian zu Strassburg in Elsass. Vom Winter 1895 bis 1. April 1896 (*Beiträge zur Geophysik*, 1899, IV, p. 68).

savoir la répartition saisonnière des pulsations; mais sa remarque reste tout aussi vraie ici.

L'action de la pression barométrique sur le sol reste donc douteuse, en tant qu'elle le fasse s'élever ou s'abaisser élastiquement sur de grandes surfaces correspondant aux aires de haute et de basse pression; mais elle produit indirectement le vent, c'est-à-dire un transport des masses atmosphériques des aires de haute pression vers celles de basse pression. Le vent possède une énergie mécanique considérable; il agit par bouffées rapides qui peuvent mettre le sol en état de rapides vibrations suivant les uns, ou agir, suivant les autres, par l'intense frottement sur le sol de ces masses d'air en mouvement. On n'est pas encore d'accord sur le choix à faire entre ces deux modes d'action théoriquement possibles. Quoi qu'il en soit, cette influence microséismogénique du vent est beaucoup mieux prouvée que celle des changements de pression, malgré les difficultés qu'elle soulève cependant encore elle-même.

La production du vent reconnaît comme principal facteur le gradient barométrique; il n'est donc pas étonnant que la raideur de celui-ci ait été très généralement signalée comme favorable à l'agitation microséismique, et on ne trouve d'opposition à l'influence du vent qu'au début des observations de Bertelli et aussi de la part de Melzi [1], qui s'appuyait cependant sur 700 observations anémométriques. Cette apparente contradiction vient de ce qu'il s'agissait de vents locaux, et toutes les recherches actuelles tendent à montrer que la relation anémométrique est, dans ce cas, beaucoup moins nettement accentuée que pour les vents généraux soufflant à quelque dis-

TABLEAU LVII

Relation entre le vent et les microséismes à Tokyo

(d'après Milne).

	Circonstances relatives du vent et des microséismes à Tokyo	Nombre de cas observés
1	Pas de vent et pas de frissonnements du sol	631
2	Pas de vent et frissonnements du sol.	51
3	Vent et pas de frissonnements du sol.	60
4	Vent et frissonnements du sol	65
5	Vent local à Tokyo et pas de frissonnements du sol.	101
6	Vent local à Tokyo et frissonnements du sol	17

[1] Sulla relazione dei moti tromometrici a la velocità del vento (*Atti d. Pontif. Acc. dei Nuovi Lincei*, 21 Marzo 1875).

tance de la station. La distinction entre les effets des vents locaux et généraux a été nettement établie pour Manille de 1882 à 1901, et par Milne, qui a donné le tableau précédent (LVII) de ses observations à Tokyo du 1er janvier 1885 au 15 mai 1886. D'après ces chiffres, on peut dire que la relation entre l'agitation pendulaire et le vent lointain ou général est vraie dans 87 p. % des cas et l'absence de relation par vent local exacte pour 86 p. %. Il va sans dire que ces chiffres ne représentent que l'ordre de grandeur des probabilités, et que leur égalité est ici toute fortuite. Il n'en reste pas moins que les cas (2) et (3) du tableau sont difficilement explicables et donnent à penser que bien d'autres facteurs, encore mal définis, doivent intervenir dans la production des oscillations pulsatoires. On ne saurait donc, sans risquer de s'avancer plus que ne le permettent les observations, préciser davantage que ne l'a fait Milne, pour qui

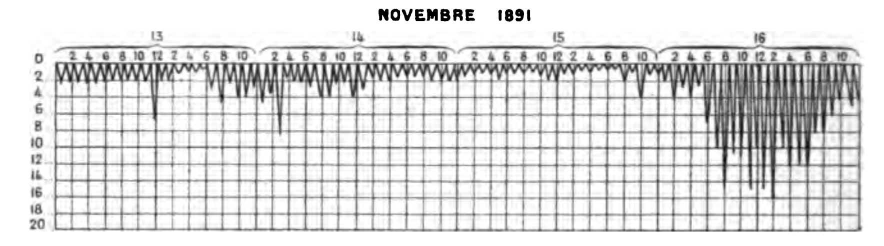


Fig. 131. — Diagramme du cyclone du 16 novembre 1891 à Manille au microséismographe Bertelli (d'après Saderra y Maso).

« beaucoup de frissonnements du sol, spécialement les plus marqués, sont étroitement liés à l'action du vent ».

L'absence d'action d'un vent local est assez difficile à expliquer, car il devrait au moins mettre en état de vibration les murs des bâtiments de l'observatoire, et par suite les appareils eux-mêmes par l'intermédiaire de leurs piliers, ce qu'a d'ailleurs constaté Oddone[1] dans certains cas. Toutefois Egidi[2] en a donné une explication, combattue avec raison par Bertelli[3] au moyen de considérations de mécanique générale et d'une ingénieuse comparaison avec ce qui se passe pour les vagues de la mer. Elle consiste à invoquer entre les mouvements dus au vent, au voisinage du pendule, des interférences tellement constantes et parfaites que l'appareil semble toujours au repos.

[1] Baratta. L'opera scientifica del P. Timoteo Bertelli (*Riv. geogr. ital.*, 1905, XII, Fasc. VI-VII. Firenze).

[2] Alcune considerazioni intorno alla relazione tra l'intensità del vente ed il pendolo tromometrico (*Atti d. pontificia Acc. dei Nuovi Lincei*, 1888, p. 12).

[3] *Delle variazioni sismiche e microsismiche, e delle indicazioni instrumentali nelle medesime* (Torino, 1889).

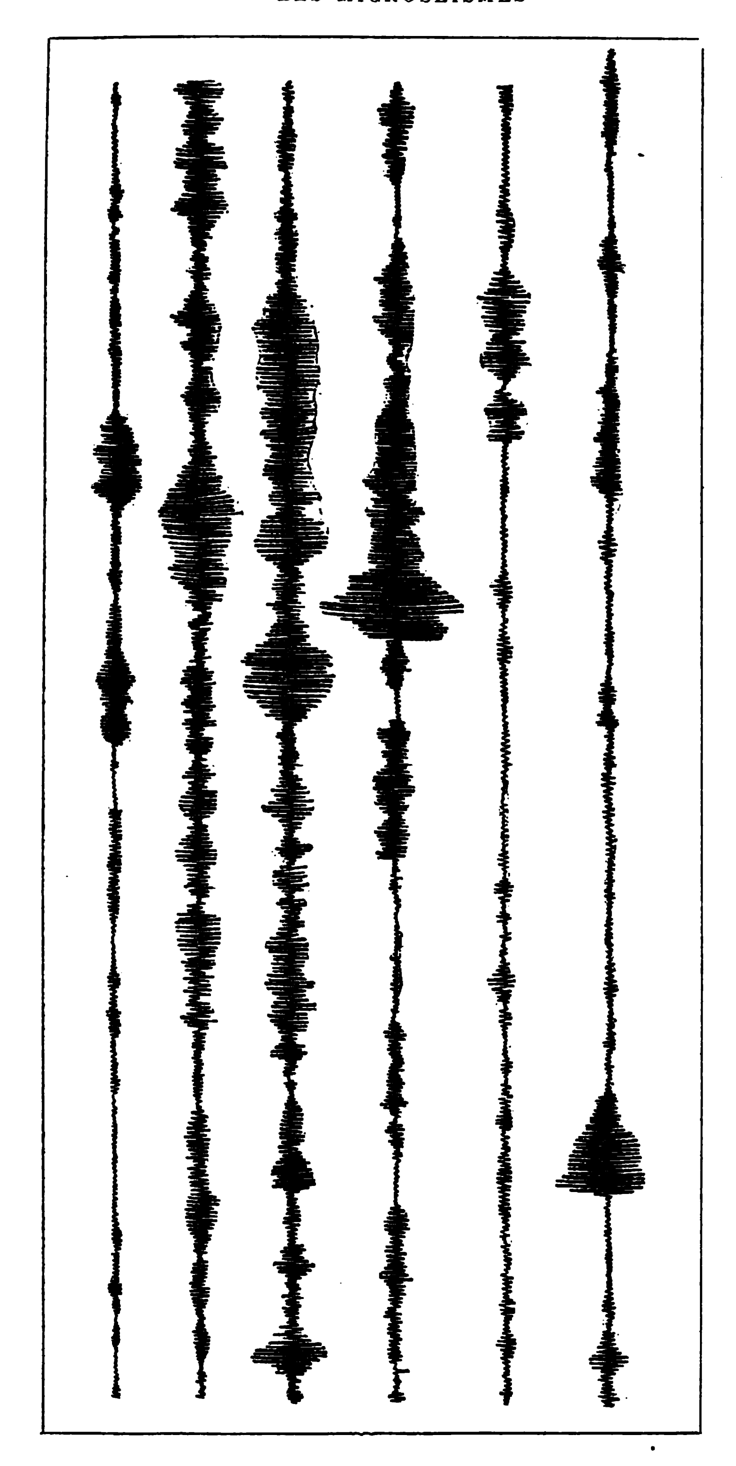


Fig. 132. — Diagramme du cyclone du 26 septembre 1905 à Manille au séismographe Vicentini (d'après Saderra y Maso).

Les cyclones, typhons et tempêtes passant à quelque distance d'une station séismométrique, jusqu'à 1000 kilomètres au plus, y réveillent à tel point l'agitation pendulaire que depuis longtemps on l'utilise à Manille [1], conjointement avec le baromètre, pour pronostiquer ces violentes perturbations atmosphériques. Mais on ne sait pas encore très exactement si elles agissent sur le sol par l'action de la brusque et profonde variation de pression ou par celle du vent. Quoi qu'il en soit de ce dernier point, litigieux encore, le voisinage de la tempête se lit avec la plus grande facilité sur les diagrammes, et le fait présente pour la météorologie et pour la séismologie assez d'intérêt pour qu'on en donne plusieurs exemples, d'ailleurs destinés à montrer comment se comportent les divers appareils dans ces circonstances. Saderra y Maso [2] a publié les séismogrammes obtenus à Manille aux appareils Bertelli et Vicentini respectivement, le 16 novembre 1891 et le 26 septembre 1905. Ce dernier montre combien, dans certains cas, les groupes de vibrations diffèrent d'amplitude pendant une même bourrasque microséismique, contrairement à ce qui se passe le plus ordinairement.

Les conclusions d'Algué reposent sur l'observation de 42 cyclones et ne paraissent pas dépasser la véritable portée des faits. A ce titre, elles méritent d'être résumées. D'après lui, les mouvements microséismiques peuvent être utilisés comme signes indirects et avant-coureurs de cyclones. Il démontre empiriquement cette relation par la comparaison de l'oscillation angulaire du tromomètre avec la distance et la position du centre cyclonique, connues ultérieurement, ainsi qu'avec la force et la direction du vent. Cette recherche est résumée dans le tableau suivant.

TABLEAU LVIII

Relation entre les mouvements cycloniques et séismiques à Manille

(d'après Algué).

Distance du centre cyclonique, à Manille, en milles	532	432	349	234	132	65
Oscillation angulaire du tromomètre en secondes d'arc. . . .	26	48	51	77	131	184
Force du vent en kilomètres par secondes	7,0	19,7	225	288	45,8	45,5
Nombres de cas d'observations. .	2	7	6	17	6	4

[1] Algué. Relation entre quelques mouvements microséismiques et l'existence, la position et la distance des cyclones à Manille (*Congrès météorologique international à Paris en 1900*, Procès-verb. et Mém., p. 130. Paris, 1901).

[2] The Cantabria cyclone, September 22-28. 1905 (*Weather bureau. Manila central observatory*, September 1905).

Algué traduit ces nombres par trois relations :

1) Les oscillations tromométriques et la distance du centre cyclonique varient inversement, mais non suivant une proportion mathématique, par suite de la différence d'énergie des cyclones, de la position du centre sur mer et sur terre, et de la commotion des eaux de la mer sur les côtes autour de l'île de Luçon suivant la position géographique du centre.

2) La force du vent local présente une certaine relation de simultanéité avec les mouvements du tromomètre, mais elle ne peut

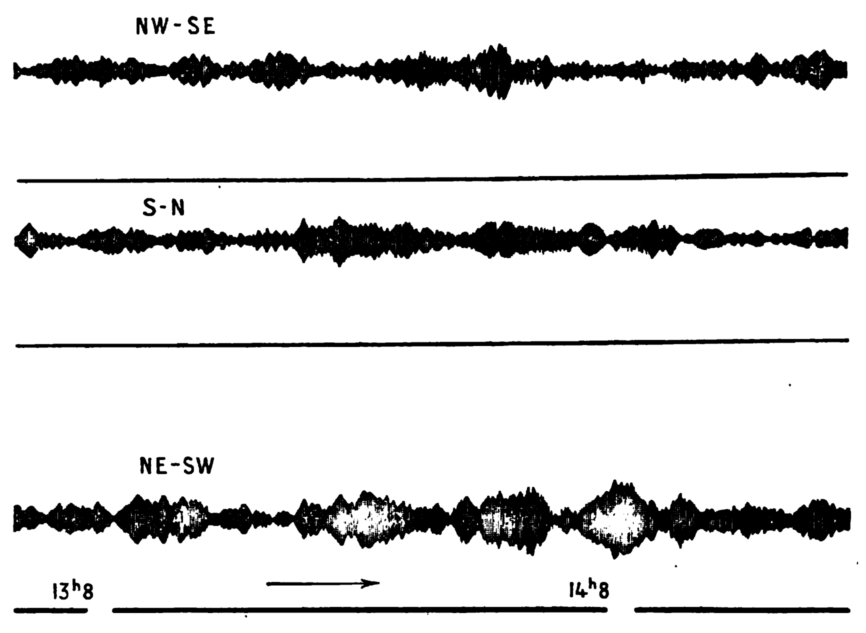


Fig. 133. — Les trois composantes de l'agitation pendulaire à Uccle le 5 mars 1901 (d'après Lagrange).

être considérée comme leur cause. On rencontre, en effet, des mouvements tromométriques différents.

3) L'agitation tromométrique n'est qu'un signe indirect et relatif de l'approche d'un cyclone, parce qu'il faut dans chaque localité, comme Manille, tenir compte empiriquement et par une longue expérience des cas où la cause est purement endogène. Ce critérium sera donc plus ou moins bon suivant les localités.

L'étude microséismographique de Lagrange[1] sur le régime atmosphérique si perturbé de la Belgique méridionale, du 4 au 10 mars 1901,

[1] La commission sismologique internationale et les travaux sismologiques en Belgique (*Ciel et terre*, Bruxelles, 1901, XXII).

est restée à bon droit classique, parce qu'elle a permis de faire un pas de plus en donnant la possibilité de déterminer la position angulaire du centre de la tempête, par rapport à une station comme Uccle-lez-Bruxelles, au moyen des diagrammes comparés des trois composantes obtenus au triple pendule horizontal Rebeur-Ehlert. Pendant la période indiquée plus haut, passèrent sur le midi de la Belgique plusieurs fortes dépressions barométriques qui eurent pour conséquence à Bruxelles des vents variables du N.E. et du S.W. Les séismographes montraient une vive agitation, simultanément avec un fort vent qui fraîchit beaucoup au début de ce même jour, après une rémittence marquée. Le 5, dans l'après-midi, lorsque le vent était S.W., ce fut la composante N.W.-S.E. qui présenta les plus grandes amplitudes. Puis lorsque le vent tourna vers l'Est, en passant par le Nord, ce fut au tour de la composante N.-S. d'être la plus forte. Ainsi, l'azimuth dans lequel se trouvait le centre de basse pression pouvait à chaque instant se déduire approximativement de l'examen comparatif de l'intensité des trois composantes.

On entrevoit ainsi la possibilité de connaître approximativement la position actuelle d'un centre cyclonique au moyen des observations microséismiques, puisque Algué a pu en calculer la distance et Lagrange la direction. Il faut bien reconnaître, d'ailleurs, qu'une telle méthode est infiniment moins sûre que celle des procédés purement météorologiques, surtout lorsque celle-ci a été appliquée dans une même station et vérifiée *a posteriori*, pour chaque cas particulier, pendant de longues années. Quoi qu'il en soit, on trouve là les éléments d'une recherche extrêmement intéressante qu'il serait hautement désirable de voir poursuivre dans les pays ravagés périodiquement par ces grands mouvements atmosphériques.

On va voir qu'outre les objections de fond, relatives à l'emploi de tels ou tels appareils séismographiques particuliers, — et ceux de Bertelli et de Vicentini sont l'objet des critiques de plusieurs séismologues compétents, — le problème comporte des difficultés d'interprétation qui ne sont pas encore levées.

Omôri[1] a cherché à se rendre compte de la façon dont la dépression barométrique agit sur le sol, au moyen du diagramme obtenu à Tokyo pendant la tempête des 10-11 octobre 1904, et dans la supposition que la chute de pression doit permettre au sol de se relever par son élasticité propre sur toute l'aire de basse pression. Le résultat s'est trouvé tout juste le contraire de ce que l'hypothèse

[1] Horizontal pendulum diagram obtained during a storm (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1905, n° 21, p. 5).

faisait prévoir. En effet, lorsque la tempête. passait à l'Est de Tokyo avec son minimum barométrique, le sol prenait une inclinaison dans la même direction. Pour expliquer cette anomalie, Omôri pense que la mer s'est accumulée sous le centre de basse pression en masse suffisante pour contrebalancer, et au delà, par l'action déprimante de son poids sur le fond de l'océan, le relèvement qu'aurait produit la chute de la colonne mercurielle. L'inclinaison vers l'Est, due à la première cause, aurait donc dépassé et masqué l'inclinaison vers l'Ouest, due à la seconde. Ainsi, la réaction élastique du sol sous l'action de la variation de pression, ou le changement dans la direction de la verticale, ce qu'il ne faut pas confondre avec l'agitation pendulaire proprement dite, ne résulte pas sûrement de cette observation d'Omôri, son explication, plus ingénieuse que certaine, exigeant confirmation. Il est à noter qu'ici, le mouvement microséismique s'est traduit non plus par des oscillations pulsatoires, mais bien par des pulsations, qui seront étudiées plus loin; mais il a fallu anticiper pour ne pas séparer ce qui concerne les grandes perturbations atmosphériques.

Napier-Dennison[1] a, au contraire, nettement mis en évidence la variation de la verticale due au changement de pression atmosphérique, et quoique nous ayons exclu ces lents mouvements de l'écorce terrestre du domaine de la séismologie, ce cas particulier ne doit pas être omis parce qu'il est susceptible, semble-t-il, d'apporter une certaine lumière sur les rela-

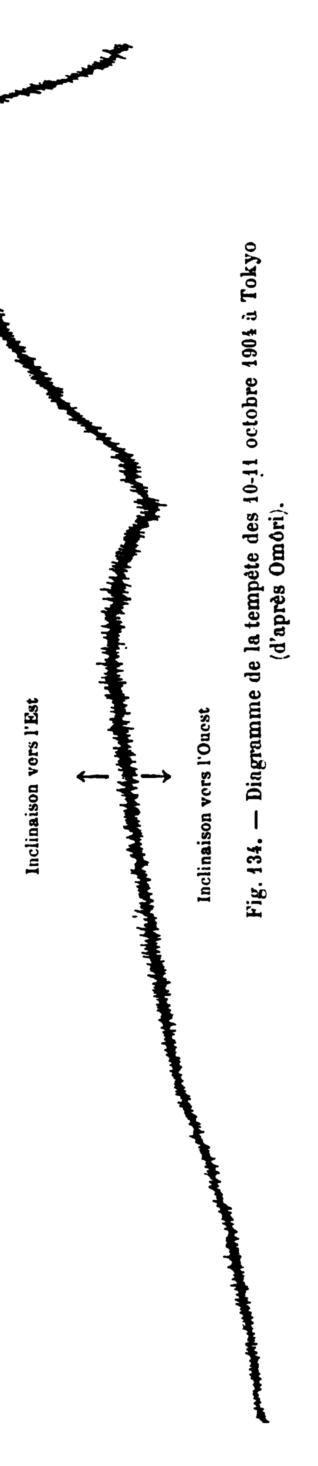


Fig. 134. — Diagramme de la tempête des 10-11 octobre 1904 à Tokyo (d'après Omôri).

[1] The seismograph as a sensitive barometer (*Quart. journ. of the meteorol. soc.*, 1901, XXVI, n° 120).

tions météorologiques des tempêtes microséismiques. A Victoria de Vancouver, cet observateur a suivi les mouvements du point zéro d'un pendule séismométrique pendant toute l'année 1899 et donné de ses variations mensuelles le tableau suivant.

TABLEAU LIX

Mouvements du point zéro d'un pendule à Victoria de Vancouver
(d'après Napier-Dennison).

MOIS	VALEUR en millimètres	DIRECTION
Janvier	38	E.
Février	1,7	W.
Mars	1,4	E.
Avril	4,4	W.
Mai	1,0	W.
Juin	5,0	W.
Juillet	6,0	W.
Août	13,5	W.
Septembre	5,0	W.
Octobre	8,3	W.
Novembre	1,2	E.
Décembre	12,6	W.

En comparant la grandeur et le sens de ces perturbations avec le cartes du temps, Dennison a vu que les déviations vers l'Ouest correspondent à une diminution générale de pression sur le continent et à son augmentation corrélative sur l'Océan, et inversement pour la déviation vers l'Est, conformément aux prévisions d'Omôri. Il résulte donc de ces observations la possibilité de prévoir dans une certaine mesure le temps d'une manière toute différente de celle d'Algué pour l'approche des cyclones à Manille, et les deux méthodes peuvent se contrôler l'une l'autre. On ne s'étonnera pas que la pression barométrique puisse agir aussi effectivement sur l'écorce terrestre si l'on songe que, d'après G. H. Darwin, une différence de 1 millimètre dans la hauteur de la colonne mercurielle correspond à une variation de poids de l'air atmosphérique de 13 600 000 kilogrammes par kilomètre carré, capable de produire une déviation de la verticale de 0"29 d'arc au moins, dans les limites des hypothèses qu'il s'est posées. Mais alors, l'accumulation d'eau de mer sous le centre de basse pression qu'a dû invoquer Omôri, pour faire accorder la théorie et l'observation et expliquer le résultat obtenu à Tokyo en sens

contraire des prévisions théoriques, ne se produirait pas sur la côte de la Colombie britannique. On voit ainsi combien le sujet reste plein d'obscurités.

Quoi qu'il en soit, de tout cela semble résulter que la relation entre les maximums d'agitation pendulaire et les circonstances météorologiques générales pourrait, sous toutes réserves, être envisagée comme se décomposant de la manière suivante : un fort gradient barométrique produit une lente déviation de la verticale, c'est-à-dire un déplacement du point zéro des pendules, et les bouffées successives du vent, frappant le sol, le mettent en état de vibration, les groupes successifs de mouvements dont se composent les bourrasques microséismiques correspondant aux principales de ces bouffées.

Ce double mode d'action serait d'ailleurs soumis à de nombreuses causes perturbatrices secondaires, capables d'expliquer les complications de détail que l'on rencontre dans les observations, et l'influence de la constitution du sol de la station ne serait pas une des moindres, conformément aux vues de Bertelli. Ainsi Omôri [1] pense que, dans chaque cas particulier, les périodes des oscillations pulsatoires doivent pouvoir se prévoir d'après les circonstances géotectoniques environnantes. Par exemple à Tokyo, Osaka et Misuzawa, sur des formations quaternaires peu cohérentes, les agitations microséismiques sont amples et fréquentes, tandis qu'on n'en observe que des traces faibles et rares à Miyako, Arima et Kyôtô sur de compacts terrains paléozoïques. Mais, d'autre part, la nature du terrain n'aurait, d'après le même observateur, que peu d'influence dans d'autres cas, puisqu'il a trouvé à peu près même amplitude et même période en sol haut et d'argile dure à Hongo et en sol bas et mou à Hitotsubashi ; il l'explique, suggère-t-il, en supposant aux oscillations pulsatoires une très grande vitesse de propagation par rapport à celle des ondes séismiques ordinaires. C'est là une simple hypothèse, jusqu'à présent non vérifiée. En leur attribuant la même vitesse qu'aux ondes de la phase principale, soit 3 km, 3 par seconde, les longueurs d'ondes des frémissements seraient comprises entre 11 km, 2 et 26 km, 4 correspondant aux périodes limites de 3″,4 et de 8″, 0, avec une double amplitude maximum de 1 $^{m}/^{m}$, 6.

La période varie peu et reste constante pendant de longues heures. D'où Omôri [2] conclut que les oscillations pulsatoires repré-

[1] Results of the horizontal pendulum observations of earthquakes, July 1898 to December 1899, Tokyo (*Publ. of the earthquake invest. Comm. in for. lang.*, 1901, n° 5).

[2] Horizontal pendulum observation of earthquakes at Hitotsubashi (*Id.*, 1903, n° 13).

sentent l'état vibratoire propre de certaines portions de l'écorce terrestre, par exemple de la plaine de Musashi, près de Tokyo. En fait, il n'y a pas de raison pour supposer que le sol, même lorsqu'il n'est pas dérangé par un tremblement de terre, reste parfaitement au repos. On doit plutôt admettre qu'il est presque continuellement soumis à de petits mouvements, et alors, dans chaque cas, les périodes doivent dépendre des circonstances géotectoniques locales. A Tokyo, les frémissements les plus fréquents ont une période d'environ 4″, et ils sont plus ou moins entremêlés d'autres ayant une période de 8″. Ces derniers se manifestent surtout avec les mouvements cycloniques ; ils constitueraient alors l'oscillation fondamentale propre à la plaine de Tokyo, et les premiers, de période moitié moindre, n'en seraient que les harmoniques.

D'après tout ce qui précède, la répartition saisonnière des maximums de l'activité tromométrique doit être, en chaque pays, intimement liée à celle des perturbations générales du régime atmosphérique. C'est bien ce que l'on croit avoir reconnu dès longtemps à peu près partout. Sans aller aussi loin que Melzi, qui admettait un parallélisme parfait des microséismes avec les mouvements lunaire et solaire, continuant ainsi les vaines recherches de Perrey et de Falb sur les macroséismes, Milne et Omôri reconnaissent un maximum au solstice d'hiver et un minimum au solstice d'été, ce qui concorde avec les résultats obtenus à Manille par Sola [1], dont le tableau

TABLEAU LX

Répartition mensuelle des jours de repos microséismique à Manille en 1900
(d'après Sola).

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nombre de jours de repos microséismique	1	8	10	6	2	9	8	1	3	2	0	0

de répartition mensuelle pour 1900, d'ailleurs semblable, dit-il, à celui des autres années depuis 1882, présente une assez concluante similitude avec celui des mois à typhons.

Les résultats obtenus par Mazelle [2], pour 1 039 microséismes enregistrés à Trieste du 31 août 1898 au 26 octobre 1903, sont assez

[1] *Bol. d. obs. met. de Manila*, Apéndice al año 1900.

[2] Erdbebenstörungen zu Triest beobachtet am Rebeur-Ehlert'schen Horizontalpendel im Jahre 1903, nebst einer Uebersicht der bisherigen fünfjährigen Beobachtungsreihen. (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1906, XXX).

différents des précédents, puisqu'ils présentent deux maximums en février et en août, ce dernier le plus prononcé, et deux minimums presque égaux en décembre et mai. Il semblait cependant que les partisans de lois périodiques pour les mouvements du sol auraient dû trouver un terrain favorable dans les microséismes, phénomène en relation indéniable avec les mouvements de l'atmosphère, eux-mêmes d'allure saisonnière périodique, et l'on voit les observations de Trieste leur échapper à peu près complètement. En tout cas, il est actuellement impossible de se décider à formuler une affirmation d'un caractère général et certain. Tout ce qu'on peut faire est de réserver prudemment la question ; mais, à notre avis, il est fort douteux qu'une loi périodique finisse par être définitivement reconnue.

En ce qui concerne une période journalière, Mazelle [1] trouve pour l'année 1899 un maximum dans les premières heures de l'après-midi et un minimum aux environs de minuit. Mais en continuant ses recherches sur le même sujet, cette répartition horaire diurne-nocturne lui a paru suivre une marche variable tout le long de l'année [2] : en janvier et en février le maximum tombe dans l'après-midi, en mars dans la matinée, en avril dans les premières heures du matin ; ce mouvement de recul se maintient pendant les trois mois suivants, et en octobre le maximum se montre aux dernières heures du soir ; puis en novembre et décembre respectivement, à la fin et au commencement de l'après-midi. Cette curieuse marche circulaire n'a encore été signalée nulle part ailleurs, et il est actuellement bien difficile de se prononcer en toute connaissance de cause soit sur sa généralité, soit sur sa véritable signification.

Milne était arrivé antérieurement à des résultats bien différents [3] avec ses observations de l'île de Wight, au moyen de son pendule horizontal, quant à une répartition horaire diurne-nocturne des frémissements. Le minimum de fréquence et d'intensité se montrait entre XV et XIX h. ; puis les deux éléments croissaient rapidement ; l'intensité tombait rapidement à partir de VI ou VII h., tandis que la fréquence ne diminuait que cinq heures plus tard environ. Milne en a tiré cette conclusion, que la cause des frémissements pourrait se trouver

[1] Erdbebenstörungen zu Triest, beobachtet am Rebeur-Ehlert'schen Horizontalpendel vom 1. März bis Ende December 1899 (*Mitth. d. Erdbebencomm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, 1900, XVII).

[2] Die microseismiche Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck (*Mitth. d. Erdbebencomm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1903, XV).

[3] First report on seismological investigation (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Liverpool meeting, 1896, p. 27).

dans un phénomène augmentant d'intensité pendant la nuit et s'affaiblissant ensuite graduellement pendant le jour.

A Göttingen, en 1905, les mouvements microséismiques se sont présentés de tout autre façon [1] ; on en a conclu qu'en cette station, l'opinion qu'il s'agit là d'oscillations propres du sol, en conséquence des variations de pression atmosphérique, ne se confirme pas et l'on en donne comme raison que toutes les périodes possibles entre une et dix secondes se rencontrent. Au contraire, par deux fois, le 16 septembre et le 12 décembre 1905, il y eut coïncidence indiscutable avec de fortes tempêtes de l'Ouest, causant une violente agitation des vagues de l'Océan contre la côte rocheuse de la Norvège.

Ainsi, toutes les fois qu'on s'attaque en séismologie à des lois de périodicité, on se heurte à d'insurmontables difficultés et à des contradictions sans nombre.

Quel lien rattache les oscillations pulsatoires aux tremblements de terre francs ? A en croire De Rossi [2], il serait fort étroit et, de ce que ce savant avait pu citer un certain nombre de séismes italiens précédés de bourrasques microséismiques, il y voyait sans hésiter un moyen de prévoir les grands mouvements du sol. Cette opinion paraît avoir été confirmée par Omôri [3], mais d'une étrange façon, négative en quelque sorte : il aurait, en effet, observé qu'à Tokyo les tremblements de terre arrivent rarement pendant les périodes d'activité pulsatoire, et qu'il s'y fait souvent sentir des chocs locaux lorsque ces oscillations sont au minimum, ce qui lui aurait, à plusieurs reprises, permis de pronostiquer des séismes 10 ou 12 heures à l'avance. Malgré d'occasionnels succès possibles, on conçoit sans peine la fragilité d'une telle base de prévision, et l'on ne manquera pas d'en reconnaître la contradiction avec le moyen préconisé par le séismologue italien dans le même but.

Jusqu'à présent, on a considéré un type pour ainsi dire normal des diagrammes des microséismes. Il va sans dire que la nature ne présente jamais une telle simplicité schématique à nos investigations. Von Rebeur-Paschwitz [4] en a figuré un certain nombre de très différents, parmi lesquels on se contentera d'en reproduire trois : à

[1] Angenheister. Seismische Registrierungen in Göttingen im Jahre 1905 (*Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl.*, Heft L. 1906)

[2] Intorno ad un probabile dato scientifico atto a far prevedere le scosse di terremoto (*Bull. d. vulc. ital.*, 1874, II, p. 5).

[3] Dairoku Kikuchi. Recent seismological observations in Japan (*Publ. of the earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1904, n° 19).

[4] Horizontalpendel-Beobachtungen auf der kaiser lichen Univeritätssternwarte zu Strassburg, 1892-94 (*Beiträge zur Geophysik*, 1895, II, p. 211.).

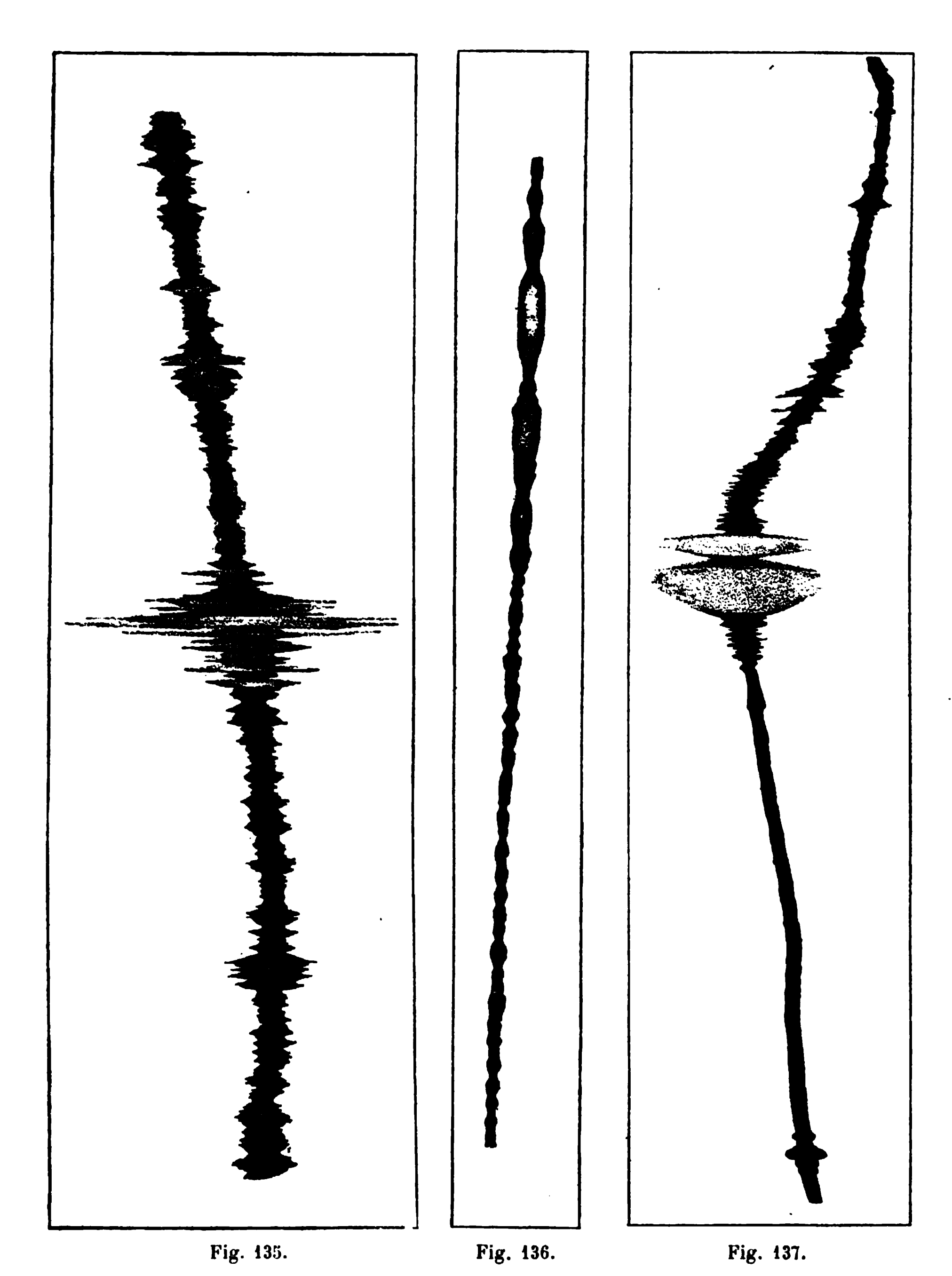


Fig. 135. Fig. 136. Fig. 137.

Fig. 135. — Agitation pendulaire et microséisme tellurique à Potsdam, le 15 avril 1889 (d'après von Rebeur-Paschwitz).

Fig. 136. — Agitation pendulaire de forme particulière à Strasbourg le 8 janvier 1893 (d'après von Rebeur-Paschwitz).

Fig. 137. — Repos et agitation pendulaires, microséisme tellurique et lente déviation de la Verticale à Puerto-Orotova (Ténériffe) le 5 février 1896 (d'après von Rebeur-Paschwitz).

Potsdam, le 15 avril 1889, l'agitation pendulaire est accidentée d'un séisme d'origine tellurique, et à Strasbourg, le 8 janvier 1893, elle prend la forme très rare d'une succession d'un des types les moins habituels signalés par Láska et que l'on a donné à propos des séismogrammes; enfin, à Puerto Orotava (Ténériffe), le 5 février 1891, après une période de parfait repos, elle naît presque immédiatement avant une perturbation d'amplitude notable et se continue longtemps après elle, avec une forte déviation de la verticale en même temps. Toutes les combinaisons possibles se rencontrent avec les microséismes d'origine tellurique, avec les brusques déplacements

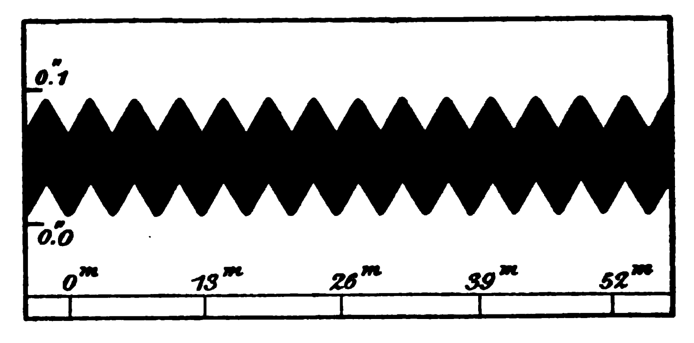


Fig. 138. — Schéma des pulsations (d'après von Rebeur-Paschwitz).

du pendule et avec les lentes déviations de la verticale. Il serait oiseux de multiplier ici ces exemples.

Depuis leur découverte, les brusques déplacements des pendules ont suscité peu de recherches. Ils paraissent certainement d'origine locale, et sont d'autant plus fréquents qu'il s'agit d'appareils plus sensibles. Láska [1] leur attribue une cause séismique très locale. C'est à peu près tout ce qu'on en peut dire maintenant.

On voit combien d'obscurités règnent encore sur les oscillations pulsatoires et que de questions restent à résoudre à leur sujet, leur caractère non séismique ou exogène étant d'ailleurs bien établi. Ces minuscules mouvements du sol prennent parfois une allure extrêmement régulière, dont la représentation schématique rappelle singulièrement le profil d'une scie. C'est surtout à von Rebeur-Paschwitz et à Ehlert que l'on doit les principales connaissances jusqu'ici obtenues sur ces pulsations. Elles se caractérisent par une lente période, de 2′ à 3′, à Strasbourg, ce qui les a fait attri-

[1] Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Lemberg (*Mitth. d. Erdbeb. Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., 1901, I).

buer par Milne à de très plates ondulations du sol. Si l'on veut bien, pour un instant, assimiler la gamme des mouvements de l'écorce terrestre au spectre solaire, les pulsations se trouveraient, quant à leur vitesse d'oscillation, dans une position intermédiaire par rapport aux macroséismes si rapides et aux variations beaucoup plus lentes de la verticale, tandis que les changements séculaires du relief, ou les déplacements de côtes, se placeraient encore beaucoup plus loin à l'opposé des tremblements de terre.

Cette lenteur du mouvement du sol correspondant aux pulsations, concurremment avec cette circonstance que chacune d'elles

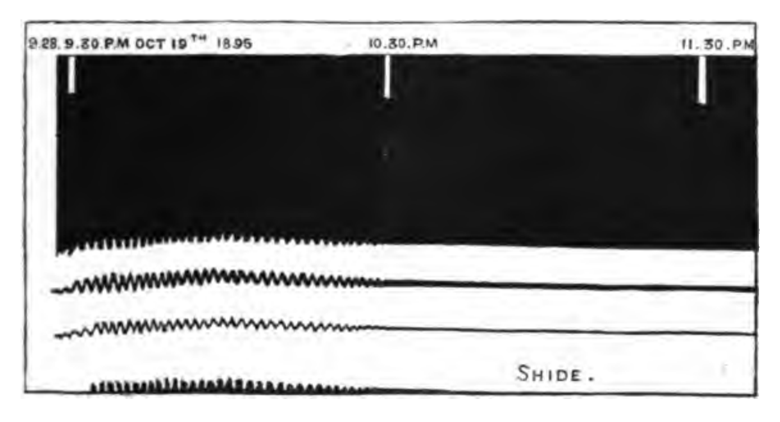


Fig. 139. — Pulsations du sol enregistrées à Shide (Ile de Wight), le 19 octobre 1895 (d'après Milne).

atteint son maximum d'amplitude beaucoup moins rapidement qu'elle ne s'évanouit, a fait penser à Ehlert qu'il ne peut s'agir de chocs séismiques, mais bien d'un certain état de tension des couches terrestres, qui se produit plus graduellement qu'il ne s'éteint. Au fond, cela revient à dire que les pulsations n'ont rien de tellurique, ce que corrobore leur association presque constante avec les perturbations de la verticale, ou les déplacements du point zéro des pendules; vienne un tremblement de terre, elles continuent leur cours sans changement appréciable, puis disparaissent arbitrairement comme elles sont venues.

On n'a pu, jusqu'à présent, se mettre d'accord sur la répartition horaire diurne-nocturne des pulsations, ni sur leur distribution annuelle; cette raison, ajoutée à cette autre qu'il y aurait peut-être lieu de les exclure de la séismologie en raison de leur lenteur d'oscillation, justifie amplement le faible développement de ce court

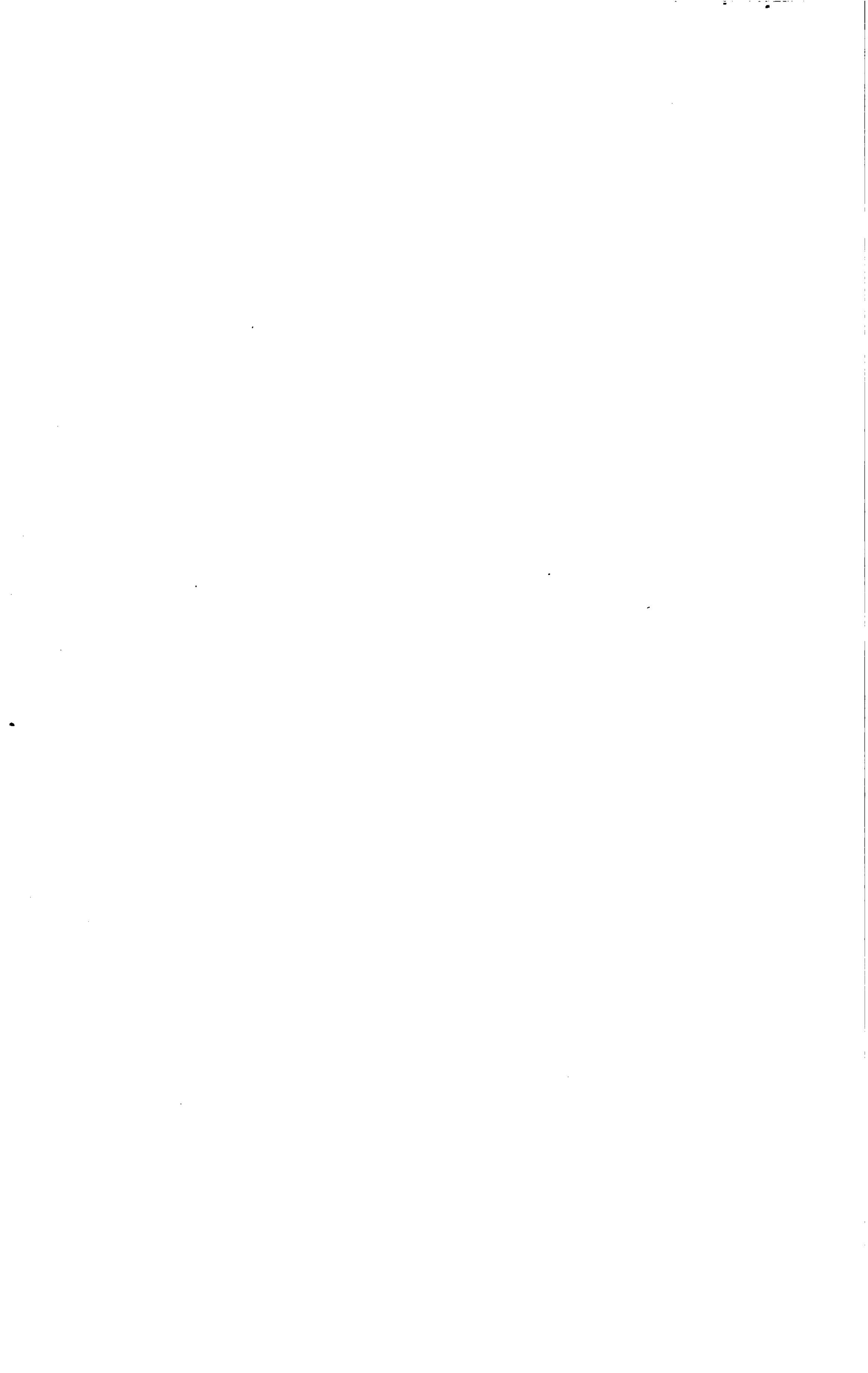
exposé. Il faut d'ailleurs se ranger sans restriction aucune à cette opinion d'Ehlert, qu'il y a lieu d'étudier de beaucoup plus près et avec le concours simultané de plusieurs observatoires ce phénomène, que, le connaissant mieux que personne, il traitait d'énigmatique. La situation ne s'est guère modifiée depuis, il faut bien l'avouer.

Comme l'a très justement fait observer Günther, tous ces imperceptibles et délicats mouvements de l'écorce terrestre se trouvent sur les frontières de deux sciences, la séismologie et la météorologie ; leur étude n'en est que plus difficile, et ils méritent d'exciter un vif intérêt.

TROISIÈME PARTIE

LES MÉGASÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE DESTRUCTEURS



TROISIÈME PARTIE

LES MÉGASÉISMES

OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE DESTRUCTEURS

CHAPITRE XIII

EFFETS GÉOLOGIQUES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Sommaire : Importance géologique des tremblements de terre. — Crevasses et fissures — Séries parallèles. — Effets au pied des hauteurs. — Failles. — Observation du mouvement des fractures et des failles.— Les dykes de grès, ou les tremblements de terre fossiles. — Glissements et éboulements de terrain. — Erratique séismique. — Affaissements du sol. — Perturbations dans le régime hydrographique superficiel et souterrain. — Sources thermales.
Prédiction des tremblements de terre. — Odeurs anormales et lueurs accompagnant soi-disant des tremblements de terre. — Éjections d'eau et de sables par des évents, ou « craterlets ». — Phénomènes observés dans la Sunken Country (Mississipi). — Théorie de Shepard. — Vagues séismiques visibles, ou semi-gravifiques. — Les tremblements de terre considérés comme mouvements d'ensemble des compartiments de l'écorce terrestre : observations et théorie de Hobbs.

La *Géographie séismologique* a mis en pleine lumière l'intime relation des tremblements de terre avec les phénomènes géologiques qui ont, aux diverses époques, façonné la surface terrestre. Mais cet ouvrage n'avait point pour but d'étudier dans le détail la manière dont les ébranlements du sol, lorsqu'ils atteignent une certaine intensité, modifient cette même surface et en altèrent plus ou moins profondément la topographie, le relief en un mot, en perturbant la position des couches les unes par rapport aux autres. Ces effets ont été jusqu'à présent méconnus, ou du moins on ne les a point estimés à leur juste valeur, et l'observation de nombreux cas montre cependant que les tremblements de terre jouent le rôle d'un facteur géologique de grande importance. Le plus souvent, il est impossible de décider, dans l'état de nos connaissances, si une faille ou un plissement résultent d'un tremblement de terre, ou si, au contraire, la surface terrestre a été ébranlée parce que les couches ont été rompues ou plissées par l'effort tectonique ; mais on peut affirmer que ces deux

genres de phénomènes s'accompagnent forcément de séismes, surtout les premiers. On ne conçoit guère, en effet, que les couches puissent se rompre et se déniveler sans la production d'ondes séismiques, tandis que, si elles sont assez plastiques, elles pourront se plisser graduellement, sans tremblement de terre. On peut donc dire que toute faille, ou fracture, est le témoin d'un tremblement de terre fossile, heureuse expression introduite par Pavlov à propos d'un phénomène géologique tout différent, ou du moins plus complexe, celui des dykes de grès, dont il a reconnu l'origine séismique à Alatyr, à la suite, du reste, des recherches de géologues des États-Unis, comme on le verra plus loin.

Il est donc important de détailler les généralités qui caractérisent les effets des tremblements de terre sur le sol.

Les grands tremblements de terre produisent sur le sol qu'ils disloquent, crevassent et fissurent, de puissants effets, d'une extrême gravité pour les constructions et qui sont souvent, bien plus que le mouvement séismique lui-même, la cause des dégâts dont ils deviennent ainsi directement responsables. Intéressants à étudier à ce simple point de vue pratique, ils le sont encore plus parce que la plupart d'entre eux supposent des mouvements verticaux que les appareils séismographiques décèlent avec la plus grande difficulté, à tel point que certains savants en sont encore à douter de leur existence réelle. Les crevasses ou les fissures du sol, les glissements et les éboulements de terrains, les perturbations dans le régime des eaux souterraines enfin, peuvent être l'œuvre de mouvements séismiques seulement horizontaux; mais les failles avec rejet, les éjections d'eau, de sables et de boues par des crevasses ou des évents cratériformes, le relèvement local du sol qui se manifeste au fond des puits, des rivières, des étangs, les dykes de grès quand ils ont été remplis par le bas et aussi les vagues séismiques visibles ou gravifiques, nécessitent presque impérieusement l'existence et l'intervention effective d'une composante verticale du mouvement séismique. Ces importants phénomènes caractérisent géologiquement les grands tremblements de terre ou les *Mégaséismes*. Les désastres de l'Inde du 10 janvier 1867 dans le Cachar et du 12 juin 1897 dans l'Assam ont donné lieu à des études détaillées[1] à cet égard, et on ne saurait suivre de meilleur guide.

[1] R. Mallet and T. Oldham. Notice on some secondary effects of the earthquake of january 10th 1869, in Cachar (*Quart. journ. geol. soc.*, XXVIII, p. 255. London, 1872).

T. Oldham. The Cachar earthquake of january 10th 1869 (*Mem. geol. Survey of. India*, XIX, pt I. Calcutta, 1882).

R. D. Oldham. Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Id.*, XXIX, 1899).

On peut, sans doute, distinguer les failles, perturbations géologiques s'étendant profondément, des simples crevasses ou fissures, qui vraisemblablement peuvent n'affecter que les couches superficielles meubles, et à la formation desquelles peut suffire le mouvement séismique horizontal; les failles, au contraire, avec ou sans rejet, ne se conçoivent que par l'effet des causes tectoniques et séismogéniques initiales. Parfois cette distinction n'est pas seulement théorique, et l'observation vient, dans certains cas, à l'appui de cette manière de voir : c'est ainsi qu'au tremblement de terre de Voztitza (Aigion, Achaïe) du 26 décembre 1861, une grande fracture se produisit au pied et le long des collines dominant le golfe de Corinthe et sur une grande distance, pendant que la plaine littorale se couvrait d'innombrables et courtes crevasses[1]. On avait donc là, simultanément, un effet tectonique profond et un effet superficiel plus exclusivement et directement séismique.

Ce n'est pas une simple vue de l'esprit que la distinction entre les fissures ou les crevasses, effet superficiel et secondaire de propagation dans un milieu suffisamment meuble, et les failles ou les fractures profondes avec déplacement vertical, et qui sont intimement liées à la cause même du tremblement de terre. Elle paraît avoir été réellement observée au désastre de Mendoza, le 20 mars 1861, où la plaine alluviale de 9 à 10 mètres de puissance fut seule crevassée, tandis que le sol sous-jacent ne l'était point, d'après une observation rapportée par Lagrange[2]. Aussi les crevasses et les fissures se produisent-elles à de grandes distances, toute l'aire pléistoséiste, tandis que les failles et les fractures sont spéciales à la région d'origine même du séisme. Ce dernier critérium est souvent le plus facile à employer, car il est généralement malaisé de savoir si les bouleversements du sol dépassent ou non les couches superficielles.

On ne paraît pas, d'ailleurs, avoir jamais cherché à savoir par l'observation jusqu'à quelle profondeur s'étendent les crevasses, et même dans ce cas particulier, la longue fracture pouvait n'être qu'un décollement des alluvions superficielles de la plaine, violemment disjointes des couches solides des collines, sans que la dislocation ait atteint les couches sous-jacentes.

Les crevasses et les fissures ne semblent pas se former indiffé-

[1] *Géographie séismologique*, Fig. 41, p. 271.

[2] Rapport relatif à la création de stations sismiques pour l'étude des conditions de dégagement du grisou (*P. V. de la section permanente d'étude du grisou de la Soc. belge de Géol. Paléont. et Hydrol.*, XV, p. 159, Bruxelles, 1901).

remment partout, et l'existence de conditions superficielles plus favorables permet justement de penser que, dans bien des cas, elles ne sont que des accidents limités aux couches meubles de la surface, tandis qu'une faille résultant d'une cause profonde restera indépendante des circonstances extérieures du sol. En effet, les crevasses affectent tout particulièrement les bords des canaux, des rivières, des fossés, des talus et, en général, les escarpements petits ou grands. Leurs dimensions, largeur et profondeur, sont assez variables et dépendent beaucoup de la nature du terrain que le tremblement de terre a disloqué et bouleversé. Le cas le plus simple est celui où le mouvement séismique se propage perpendiculairement à ces lignes de discontinuité du relief, en donnant à cette notion de direction le sens vague qui lui convient d'après ce qui a été exposé dans la première partie. En ne tenant compte que du mouvement horizontal,

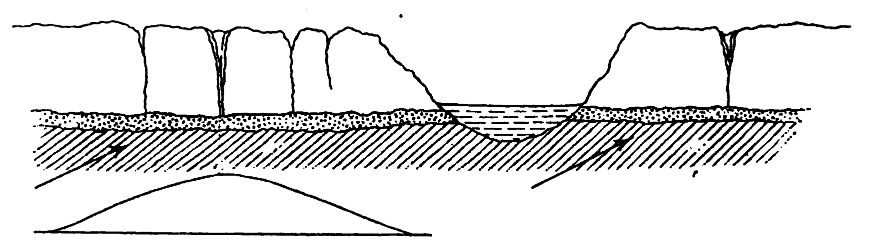


Fig. 140. — Formation d'une crevasse (d'après Oldham).

on peut considérer une onde séismique juste au moment où elle atteint un escarpement, le bord d'une rivière par exemple. Par suite du mouvement vibratoire, les molécules d'une demi-onde tendent à se mouvoir dans un sens et celles de l'autre, en sens inverse. Il y a donc motif à séparation, si l'effort séismique est assez intense pour vaincre la cohésion de la matière constituant le sol et l'on voit bien l'influence favorable de l'escarpement parce que sa présence exclut toute résistance de matière en avant. Aussi y aura-t-il beaucoup plus de facilité à disjonction, ou à décollement linéaire, pourrait-on dire, près des bords des accidents dont on a parlé, et c'est bien ce que confirme l'observation. Cet effet se trouve encore favorisé du fait que les fonds de vallées sont généralement formés de terrains de transport manquant de cohésion. Aussi, la distance de la crevasse au bord de la solution de continuité mesurera *théoriquement* la demi-amplitude de la composante horizontale.

C'est le manque de support qui augmente le danger au bord des plateaux et le long de tous les escarpements en général, sous l'action



Fig. 141. — Fracture parallèle au Shònai-Gawa causée par le tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891 (d'après Kôtô).



Fig. 142. — Effets des vibrations marginales au bord du plateau de grès de Balpakram (Garo Hills), le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

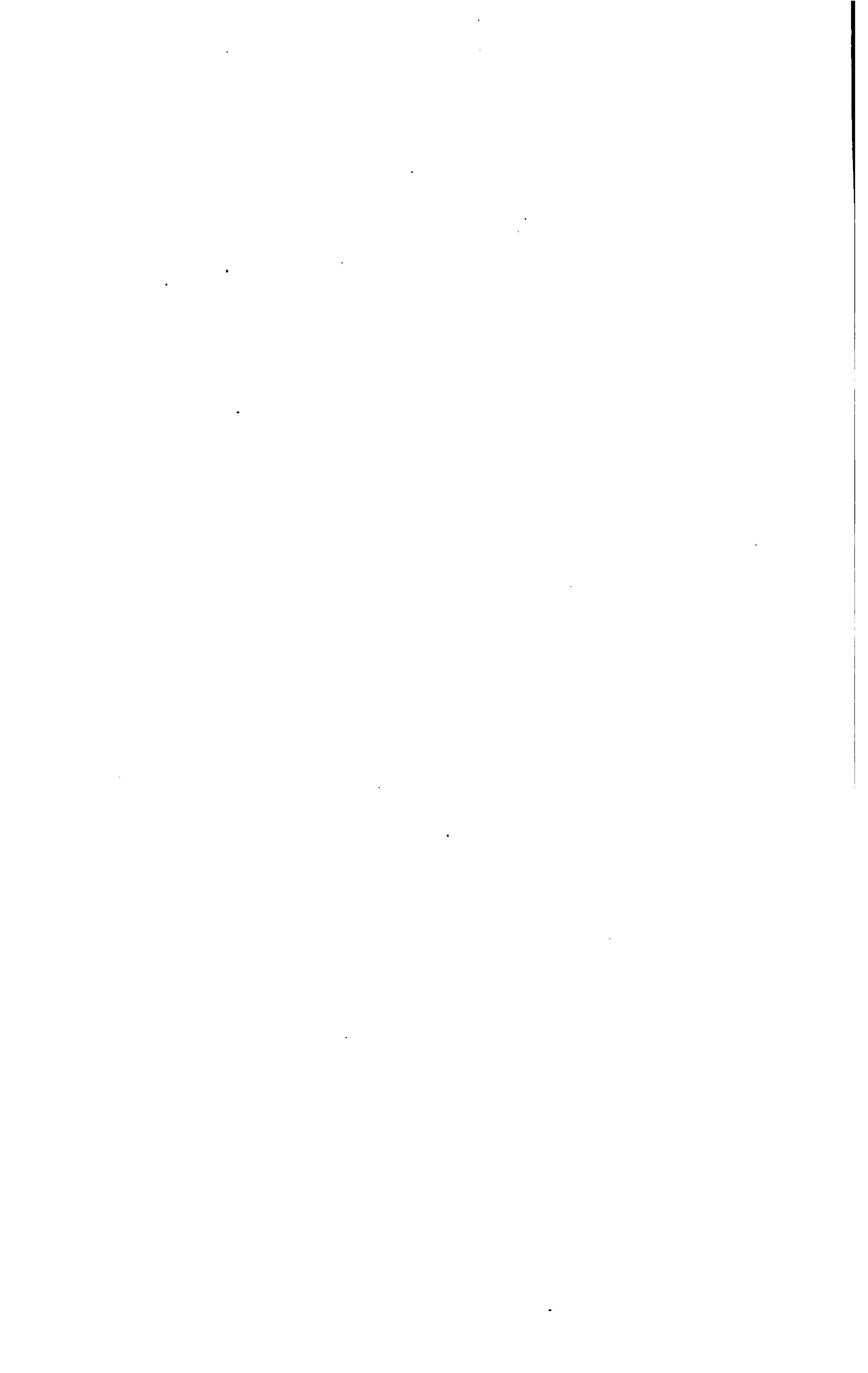




Fig. 143. — Fissure à Rowmari (d'après R. D. Oldham).

de ce que l'on a appelé les vibrations marginales. En 1887, Sekiya[1] pour mesurer leur importance, a installé un séismographe au bord supérieur abrupt d'une éminence de 38 pieds de haut, à Tokyo, et un autre identique à son pied. Les mouvements observés y furent dans le rapport de 2 à 1.

En réalité, les choses ne se passent pas aussi simplement qu'on l'a exposé plus haut : les couches terrestres sont essentiellement hétérogènes ; elles présentent des lignes faibles ou de moindre résistance, et des parties plus solides et plus cohérentes, de sorte que le résultat final ne montrera pas la régularité géométrique supposée plus haut. Enfin la direction des secousses, dans le sens mal défini qu'on peut donner à cette expression, pourra n'avoir qu'une lointaine relation avec celle de l'escarpement naturel du terrain, puisque le cas simple examiné, celui d'un mouvement séismique perpendiculaire à l'accident n'aura d'existence réelle que pendant un court instant de la durée du tremblement de terre, tant le mouvement en est complexe. La direction de l'élongation maximum correspondra bien, sans doute, à une action plus puissante ; mais, en définitive, il ne restera qu'une influence prépondérante de la direction propre de l'accident, sans que cette dernière puisse forcément et dans tous les cas imposer celle des crevasses.

Les crevasses ou les fissures du sol ne sont pas exclusivement confinées à ces bords d'accidents, lignes de discontinuité et de moindre résistance ; elles se forment partout où le sol est suffisamment compressible et incohérent, circonstance surtout propre aux plaines et aux fonds de vallées, et il est bien probable que leur production est intimement liée aux vagues séismiques, ou gravifiques, dont il sera longuement parlé plus loin et où le mouvement vertical, tout à l'heure négligé, intervient alors comme facteur tellement prépondérant, qu'on a souvent vu les crevasses s'ouvrir au passage même de ces vagues pour se refermer ensuite aussitôt. Mais les fissures peuvent aussi se produire en l'absence de tout mouvement vertical, le mouvement horizontal en étant l'élément nécessaire et suffisant.

Ces accidents se produisent assez fréquemment en séries parallèles aux escarpements, dont on a vu la présence si favorable ; d'une fissure à l'autre, la distance serait *théoriquement* égale à l'amplitude horizontale du mouvement séismique, mais comme il peut en manquer dans la série, il est impossible de chercher là un

[1] The severe earthquake of the 15th of january 1887 (*Trans. seismol. soc. of Japan*, 1887, XI, p. 79).

élément de mesure de cette amplitude. Les crevasses diminuent de nombre et de dimensions à mesure qu'on s'éloigne de la ligne de moindre résistance.

Un bel exemple de fissures parallèles s'est montré[1] sur la route de

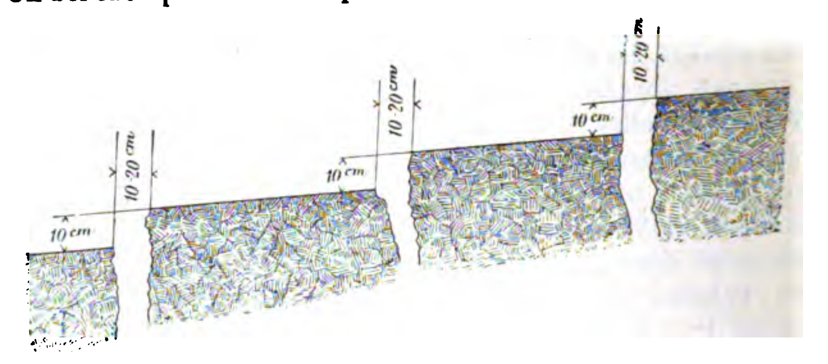


Fig. 144. — Coupe de la route de Trilj à Vojnić, disloquée le 2 juillet 1878 par le tremblement de terre de Sinj (d'après Faidiga).

Trilj à Vojnić, disloquée par le tremblement de terre de Sinj (Dalmatie), le 2 juillet 1898.

Les crevasses ne sont pas toujours invariablement parallèles aux escarpements, et l'on en a vu traverser un accident perpendiculairement à sa direction, à Guevejar, lors du tremblement de terre de l'Andalousie du 25 décembre 1884.

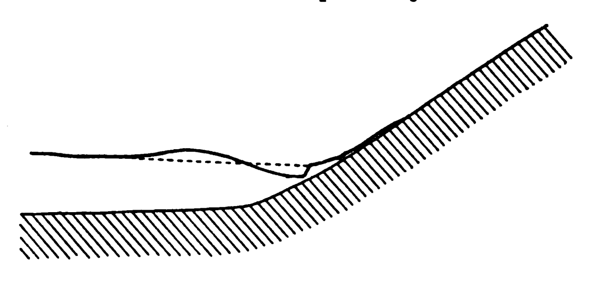


Fig. 145. — Modifications de profil à la jonction des hauteurs avec les plaines (d'après Oldham).

On ne possède que peu de renseignements sur la manière, d'ailleurs assez variable, dont les crevasses se comportent après leur formation. Schüler [2], après le grand tremblement de terre de l'Europe orientale du 11-23 janvier 1838, en a vu se refermer immédiatement, tandis que d'autres ne s'effaçaient que très progressivement. A Babeni, près de Slam-Rimnik, quelques-unes, primitivement larges de quelques centimètres seulement, atteignirent plus tard

[1] Faidiga. Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898 (*Mitth. d. Erdbeben-Komm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, N. F., XVII, 1903).

[2] *Bericht an das Fürstl. Wallachische Min. d. Innern über die Erdspaltungen und sonstigen Wirkungen des Erdbebens vom 11/23. Januar 1838* (Bucarest, 1838).



Fig. 146. — Faille ouverte dans la vallée de Néo (Japon central), lors du tremblement de terre du 28 octobre 1891 (d'après Kôtô).



Fig. 147. — Failles parallèles, ouvertes lors du tremblement de terre du 15 septembre 1899, a la tête du fjord Nunatak, baie de Yakutat, Alaska (d'après Tarr et Martin).

ıt

plusieurs mètres, et le phénomène s'accompagna de soulèvements et d'affaissements du sol environnant; et, à la suite de ces mouvements ultérieurs de reprise d'équilibre, des habitations furent crevassées et endommagées.

Le grand tremblement de terre de l'Assam, du 12 juin 1[illegible]7, a donné lieu à un certain nombre d'observations intéressantes de détail. On a souvent vu, par exemple, dans des terrains argilo-sablonneux, le sol déprimé d'un pied et plus, entre deux fissures parallèles. Ailleurs, le long des lignes de jonction entre les couches solides des collines et les molles alluvions des plaines, ces dernières, primitivement horizontales, s'étaient déprimées au contact et renflées plus en arrière, comme l'indique la figure. Tous ces effets résultent manifestement de l'action cumulée d'ondes séismiques de compression sur des matériaux de résistances inégales et de périodes différentes de vibration. Mais si cette cause générale est exacte, ce qui ne paraît pas douteux, les explications mécaniques de détail données par Oldham ne sont rien moins que claires et concluantes. Il n'y a donc pas lieu de les reproduire ici.

A bien des reprises, les grands tremblements de terre ont suffisamment dérangé l'équilibre des couches terrestres, non seulement pour crevasser et fissurer les plus superficielles, mais encore pour les fendre jusqu'à une profondeur généralement inconnue, et souvent assez grande pour permettre le déplacement relatif en hauteur d'un ou des deux compartiments ainsi violemment séparés l'un de l'autre par la fracture. En un mot, il y a formation d'une faille, avec ou sans rejet, et la longueur de la dislocation peut atteindre des dizaines et des centaines de kilomètres. A vrai dire, il ne s'agit plus là d'effets des tremblements de terre sur le sol, du moins directs, mais bien plutôt, selon toute apparence, de phénomènes géologiques de grande ampleur, dont le séisme et la faille ne sont que des conséquences de même ordre et concomitantes. Il est probable que toutes les failles connues ou non à la surface du globe, et qui sont innombrables ont été accompagnées de tremblements de terre. Plusieurs se sont ainsi ouvertes sous les yeux de l'homme, et on a eu l'occasion de décrire ces événements géologiques dans la *Géographie séismologique* dans le cadre de laquelle elles rentrent tout naturellement.

Comme les fissures, les failles peuvent se présenter en séries parallèles, et le tremblement de terre de l'Alaska du 15 septembre 1899 en a présenté un bel exemple[1].

[1] Tarr and Martin. Recent changes of level in the Yakutat Bay region, Alaska (*Bull. geol. soc. of America*, 1906, XVII, p. 29).

On se contentera, ici, de s'occuper très succinctement des renseignements que l'on a tenté de demander aux appareils séismographiques, pour l'étude de ces importants phénomènes. Deux tentatives principales ont été faites dans ce sens, mais ni l'une ni l'autre n'ont été courônnées de succès. En Angleterre [1], on a choisi dans le Dorsetshire la faille de Ridgeway, et, en Allemagne [2], on a exécuté les mêmes recherchès sur les crevasses qui coupent les grès de Hei-



Fig. 148. — Pente formée près de Dilma par la faille de Chedrang lors du tremblement de terre du 12 juin 1897 (d'après Oldham).

delberg et dont l'une passe précisément sous l'une des salles de l'Institut d'Astrophysique de cette ville. Il s'agissait de savoir, dans les deux cas, si ces accidents continuaient à être le siège de mouvements bradyséismiques, ou si, par des tremblements de terre d'origine plus ou moins éloignée et se propageant jusqu'aux lieux d'observation, ces accidents subissaient quelques changements dans la hauteur de leur rejet ou dans la valeur de leur degré d'ouver-

[1] Clement Reid. Selection of a fault suitable for observations on earth-movements (*Brit. Ass. for the adv. of sc.* Bradford meeting. 1900. Fifth rep. on seism. obs., p. 108).
H. Darwin. An attempt to detect and measure any relative movement of the upway, that may now be taking place at the Ridgeway fault, near Strata, Dorsetshire (*Id.*, Sixth Rep. Glasgow meeting, 1901; Seventh Rep. Belfast meeting, 1902).

[2] M. Wolf. Bericht über den Stand der seismischen Station des astrophysikalischen Instituts, Königstuhl Heidelberg (*Beiträge zur Geophysik*, 1905, VII, p. 505).

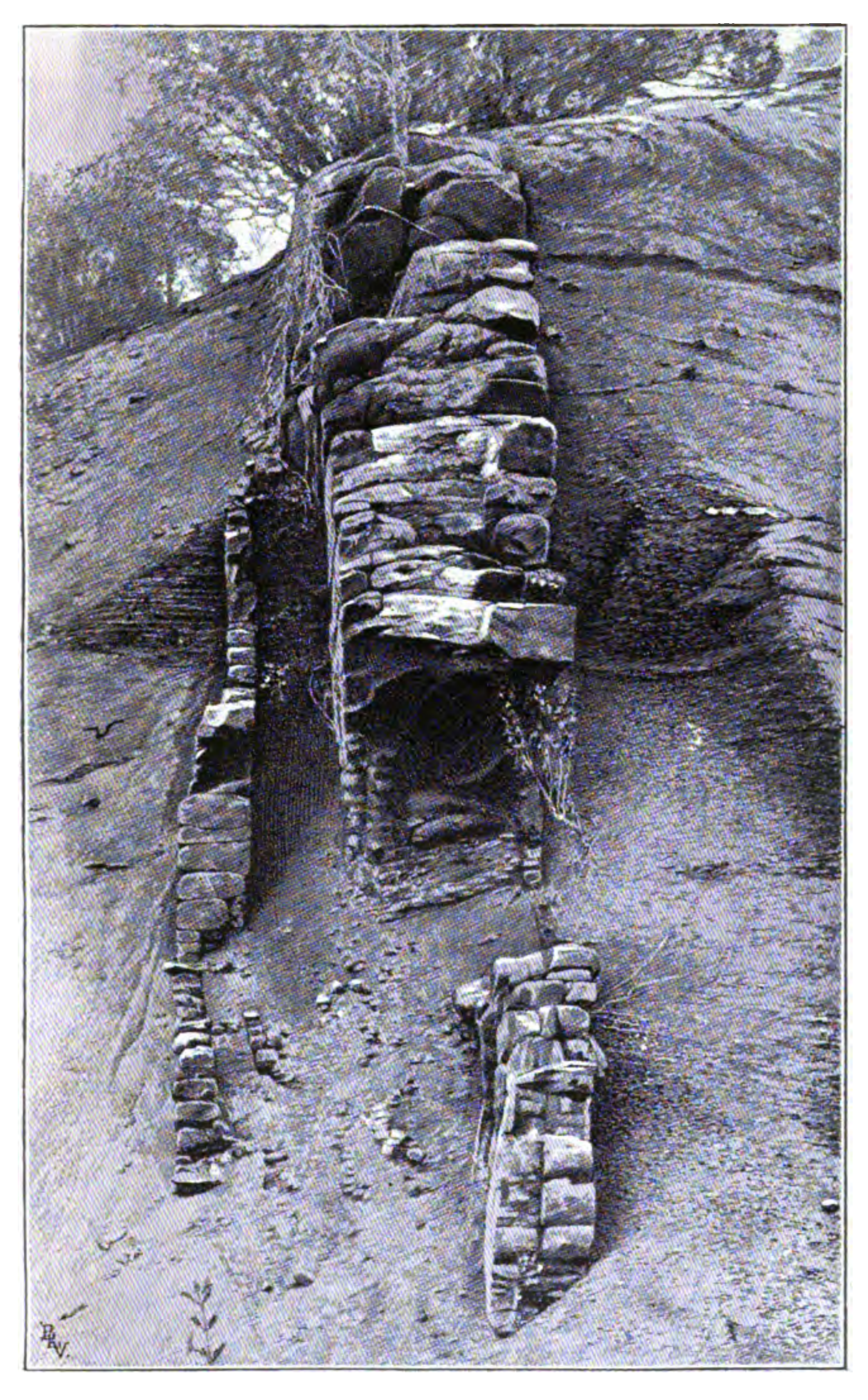
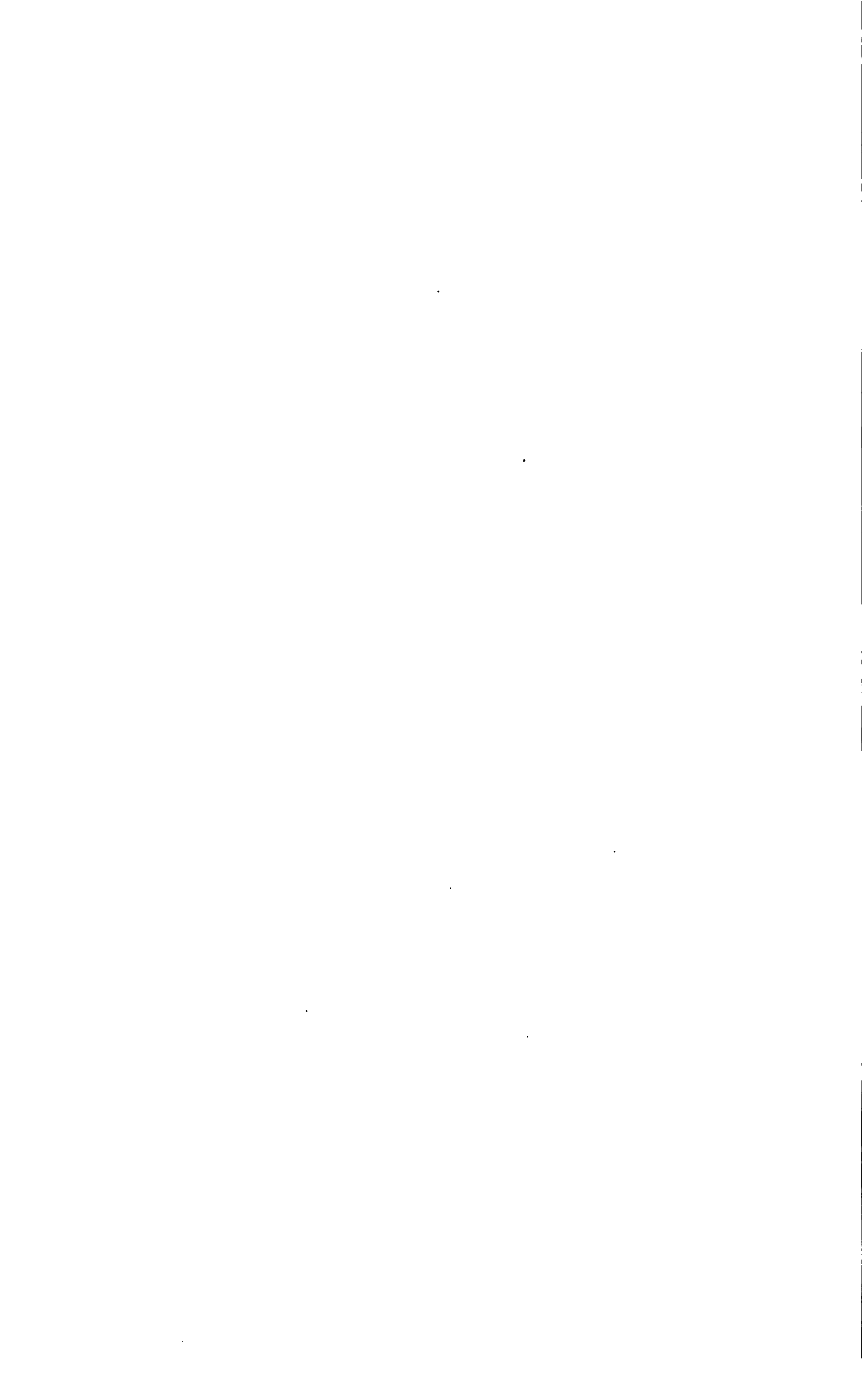


Fig. 149. — Grand dyke de grès de la Roaring river, Californie (d'après Diller).



ture. Les appareils disposés dans ce but n'ont rien révélé, soit qu'ils fussent insuffisamment sensibles, soit qu'il ne se fût produit aucun mouvement pendant les périodes d'observation. D'ailleurs, à Heidelberg, ils n'étaient pas aptes à enregistrer les mouvements très lents. Il est possible également que la faille de Ridgeway ait été aussi mal choisie que possible, si l'on se range à l'opinion d'après laquelle les dislocations très inclinées sur l'horizon ne peuvent que rarement remplir un rôle séismogénique, si toutefois cela même se présente. Ces études demandent donc à être reprises, et nul doute qu'elles ne réussissent dans les cas favorables. Il est à croire, du reste, que beaucoup de ces accidents ont, depuis longtemps, acquis une stabilité et une fixité définitives; on ne pouvait donc espérer être justement tombé sur deux d'entre eux qui n'auraient pas repris leur équilibre. Ces résultats négatifs ne détruisent donc pas l'espoir d'un succès ultérieur dans cette voie.

Il est encore un genre de phénomènes géologiques, en relation directe avec les fractures, dont l'origine séismique, non douteuse, n'a été reconnue qu'en ces dernières années, à la suite principalement des études des géologues des États-Unis. Diller[1] avait porté ses investigations sur des dykes traversant les couches crétaciques de la Californie septentrionale, dans un district au N.W. de la vallée du Rio Sacramento, à l'Est, par conséquent, de la Cordillère Côtière, qui s'avance vers le Nord jusqu'à la vallée de la Klamath. La nature gréseuse incontestable de ces dykes et la présence de fossiles avaient paru des faits absolument paradoxaux, l'expression de dykes n'étant employée, jusqu'à l'époque de cette découverte, que pour des roches d'origine exclusivement plutonique, et il fallait l'évidence des faits pour l'étendre à une roche sédimentaire. Aussi Diller revint-il dans la région, et il y rencontra tout un district où cette curieuse formation est tellement développée qu'elle le caractérise de la plus nette façon. Les dykes de grès s'y présentent en séries, dont le parallélisme approché, entre des limites assez resserrées, évoque invinciblement l'idée d'une origine tectonique commune.

Cette découverte très importante a été le point de départ de beaucoup d'autres observations analogues, de la part des géologues des États-Unis, sur de nombreux points de leur vaste territoire et dans les formations les plus variées. Pavlov a trouvé le dyke d'Alatyr, en Russie, dont il a été question dans la *Géographie Séismologique* (p. 105). Enfin, en interprétant dans ce sens d'anciennes observa-

[1] Sandstone dykes (*Bull. geol. soc. of America*, I, p. 411. Washington, 1890).

tions qui avaient passé inaperçues, ou avaient été regardées comme mal faites et douteuses, on est arrivé à constater que le phénomène géologique des dykes de roches sédimentaires, le plus souvent de grès, a réellement une importance considérable.

Les tremblements de terre apparaissent clairement comme la cause et l'origine des dykes de grès, et cette explication est maintenant acceptée sans discussion. Les mouvements séismiques ouvrent les roches par des fractures, formant souvent des séries parallèles, et le remplissage s'en fait ultérieurement. Puis, si pour une raison

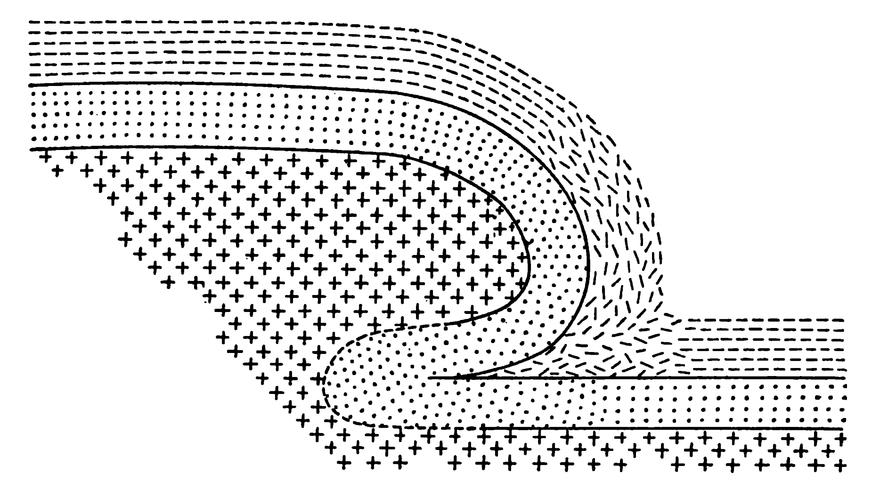


Fig. 150. — Dyke de grès subordonné à la faille de la passe d'Ute, Colorado (d'après Crossby).

quelconque, la roche encaissante résiste moins bien à l'attaque incessante des agents extérieurs de dénudation, le dyke de grès apparaît bientôt en relief, dans une position qui peut être très différente de la position initiale, l'ensemble restant ultérieurement soumis à tous les phénomènes de dérangement, fractures et plissements. On a donc là des bases pour une chronologie relative des différents mouvements tectoniques successifs. Parmi ces dislocations postérieures, on doit citer comme particulièrement intéressantes une de celles étudiées par Crossby[1] dans un système de dykes de grès subordonnés à la grande faille de la passe d'Ute dans le Colorado. Le plissement y est évident, et la relation avec l'accident principal non moins certaine. Dans cette région, les dykes atteignent une largeur considérable, jusqu'à 300 mètres et plus, ce qui est exceptionnel à vrai dire, les plus

[1] Sandstone dykes accompanying the great fault of Ute Pass, Colorado (*Bull. of the Essex Institute*, 1895, XXVII).

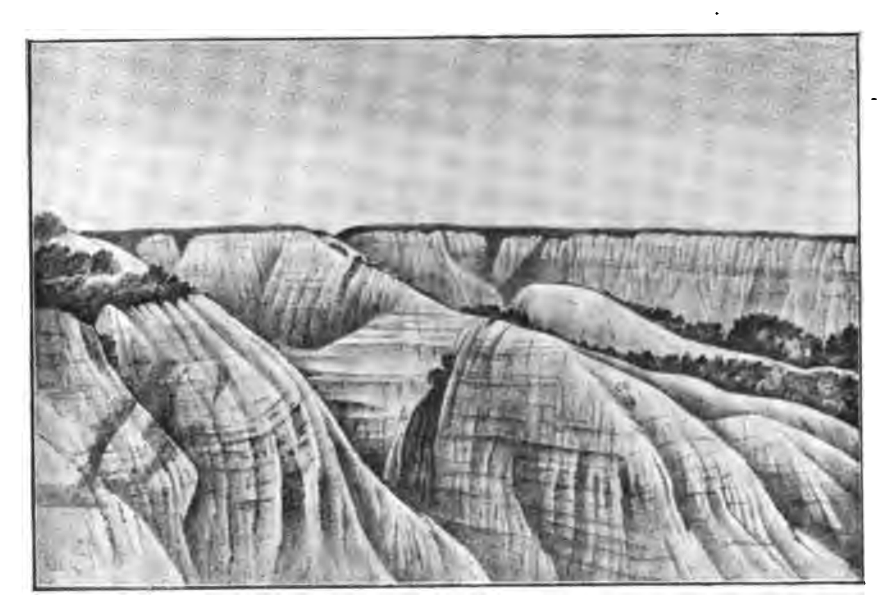


Fig. 151. — Glissements de terrain survenus dans la vallée de Mahadéo le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

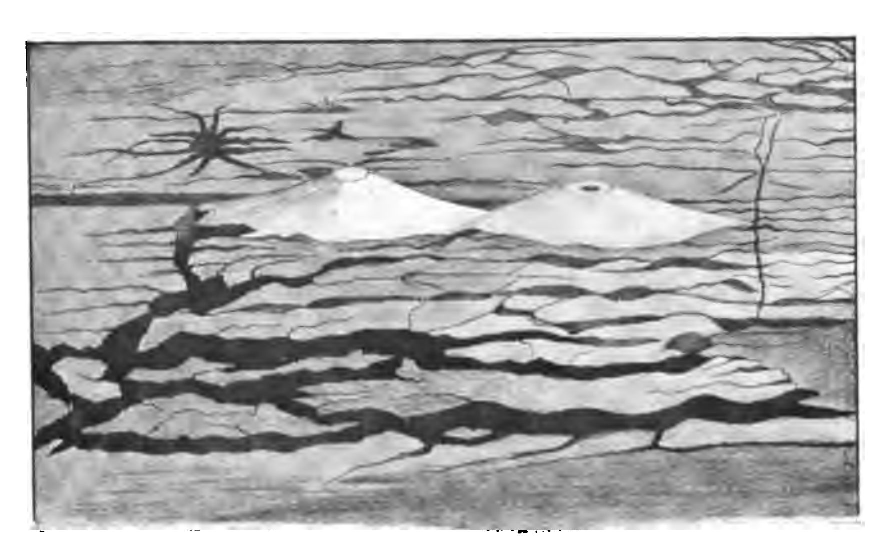


Fig. 155. — Crevasses et cratères de sable formés sur la côte d'Achaïe lors du tremblement de terre de Kalamaki du 26 décembre 1861 (d'après J. Schmidt).

ordinaires mesurant quelques pouces ou quelques pieds. Les grandes largeurs peuvent introduire une certaine complication dans le détail de l'explication du phénomène, mais le fait fondamental de l'origine séismique reste hors de discussion, et l'expression de tremblement de terre *fossile*, due à Pavlov, mérite d'être conservée.

La question du remplissage sédimentaire des fractures se pose ensuite ; il semble bien qu'il a pu se faire par le haut et par le bas. Dans le second cas, le processus est analogue à celui des éjections sableuses de la Sunken Country, qui sera exposé plus loin et, dès lors, les mouvements séismiques ont doublement agi, pour ouvrir la fracture puis pour la remplir de matériaux meubles. Dans chaque cas particulier, il s'agit d'un problème géologique délicat, mais la cause séismique du phénomène initial reste certaine.

On a donné comme preuve que le remplissage ne s'est point effectué par le haut ce fait que, dans plusieurs cas, les paillettes de mica, au lieu d'être horizontales comme elles devraient l'être dans cette supposition, sont disposées parallèlement aux parois du dyke.

Les fractures supposent, surtout lorsque leurs lèvres se séparent assez pour la formation de dykes de remplissage sédimentaire, des efforts tectoniques horizontaux, ou plus ou moins rapprochés de cette position. Des efforts horizontaux convergents, ou de compression au lieu de disjonction, se manifestent aussi par certains tremblements de terre. Cela s'est notamment présenté à Old Chaman (Béloutchistan), le 20 janvier 1892, et a été matériellement démontré par le raccourcissement de la voie ferrée, comme on l'a exposé dans la *Géographie Séismologique* (p. 208). Il est donc inutile d'insister sur un sujet qui doit vivement préoccuper les constructeurs des pays instables, cela est par trop évident. On croirait prendre ici sur le fait la diminution du rayon terrestre sous l'influence de son refroidissement séculaire.

Un effet évident de compression permanente du sol s'est encore manifesté au tremblement de terre de Fort Tejon (Californie) du 9 janvier 1857. Une crevasse s'ouvrit sur 40 milles de long et, en se refermant, sa position resta indiquée en certains endroits par un bourrelet saillant, large de 10 pieds et haut de plusieurs [1]. C'est dans le même pays, mais non exactement dans la même région, que, le 18 avril 1906, le processus géologico-séismique a au contraire produit un déplacement relatif et de sens inverse des compartiments

[1] Holden. *List of recorded earthquakes in California, Lower California, Oregon and Washington territory* (Sacramento, 1887).

terrestres, preuve qu'une seule et même cause tectonique ne peut suffire à expliquer tous les tremblements de terre d'un pays. Enfin Kôtô évalue au moins à 6 mètres la quantité dont la vallée de Néo se serait rétrécie par compression, lors du tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891.

On a fréquemment aussi observé d'importants glissements de terrain qui, pour être des phénomènes superficiels, n'en ont pas moins de graves conséquences, non seulement pour les constructions, mais aussi pour les cultures et les forêts. Aucun tremblement de terre ne les a présentés sur une aussi vaste échelle que celui du 12 juin 1897 dans l'Assam, où on les a vus décaper véritablement les flancs entiers de collines puissantes, dès lors lamentablement dénudées. Oldham s'est occupé d'établir l'explication mécanique de ce genre

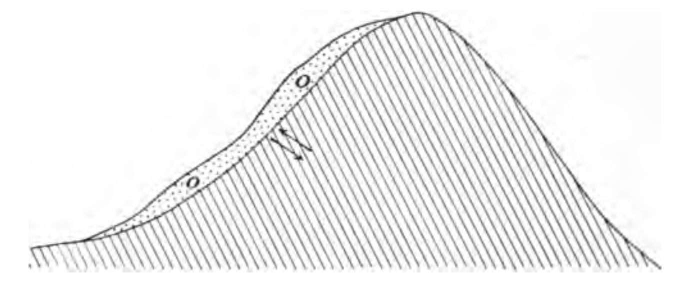


Fig. 152. — Mécanisme de la production d'un glissement de terrain (d'après R. D. Oldham).

d'effet séismique. Considérons la masse rocheuse solide d'une pente recouverte d'une couche relativement mince de terre végétale, ou d'autres matériaux sans grande consistance et depuis longtemps corrodés, désagrégés par les agents extérieurs de dénudation. La masse étant mise en état de vibration, à une certaine période du choc séismique, la surface solide est poussée vers l'extérieur, mouvement qui est transmis au sol *OO*. Mais, à la demi-phase suivante, le mouvement de la roche se fera en sens inverse, c'est-à-dire vers l'intérieur, en même temps que l'inertie du sol empêchera ce dernier de suivre immédiatement ce mouvement. Il y aura donc diminution de la pression mutuelle, autrement dit de l'adhérence du sol, qui seule, en temps normal, l'empêche de glisser en bloc et le retient dans sa position sur un plan incliné. Si cette réduction momentanée est suffisante, il se produira un décollement entre les deux surfaces, puis un glissement que facilitera encore la désagrégation des matériaux superficiels meubles, aidée par les vibrations séismiques elles-mêmes. Si l'adhérence est grande et le sol peu épais, ou si le choc

n'est pas assez intense, le glissement ne se produira pas, mais la pente sera toute balafrée de fissures.

La constitution des roches et du sol, ainsi que la raideur de la pente, interviennent également pour rendre plus ou moins faciles les glissements de terrains. La hauteur même n'est pas indifférente non plus, vraisemblablement à cause de la plus grande amplitude des oscillations au sommet; car une colline oscille, pense-t-on du moins, comme une sorte de pendule renversé. Les vibrations marginales doivent aussi, sans doute, apporter leur effet et faciliter au sommet le décollement mutuel des roches et du sol, action qui, une fois commencée, se propagera jusque vers le bas. On a vu, dans l'Assam, des talus abrupts, mais de faible hauteur, rester indemnes à côté de collines élevées, à pentes beaucoup plus douces, et cependant fort abîmées par le tremblement de terre.

Les éboulements peuvent quelquefois prétendre au rôle de facteurs géologiques d'importance; on l'a bien vu au tremblement de terre du 13 août 1905, dans le massif du Mont Blanc. Il s'est alors produit, dans les parties hautes, des éboulements et des avalanches considérables de roches et de boues qui ont duré pendant plus de douze heures après la secousse, d'ailleurs modérée, et les moraines des glaciers auraient été bouleversées. C'est là un mode de remaniement des dépôts glaciaires dont il faudra, désormais, tenir compte, et Rabot[1] pense qu'outre l'erratique glaciaire déjà si difficile à débrouiller, il y aurait maintenant à s'occuper de complications nouvelles, et jusqu'ici insoupçonnées, provenant de la présence de ce qu'il propose d'appeler l'*erratique séismique* dans les hautes chaînes.

L'intensité qu'un tremblement de terre présente aux grandes altitudes est-elle réellement exacerbée du fait qu'une montagne isolée oscille, dit-on, comme un pendule renversé? Cette assertion a été bien souvent énoncée, et il faut bien reconnaître que les observations de Sekyia, mentionnées plus haut, paraissent lui être favorables. Ce n'est cependant pas un fait général. Ainsi Ramond[2] dit avoir fait 18 fois l'ascension du Pic du Midi dans le but de savoir si cette montagne, d'une altitude de 1 000 mètres au-dessus de sa base, participe aux ébranlements séismiques de la région. Par deux fois il s'y trouva au moment d'un tremblement de terre observé dans les environs, mais qu'il n'y ressentit point. Il est donc prudent de ne

[1] Effets d'un tremblement de terre dans la chaine du Mont Blanc (*La Géographie. Bull. soc. géogr.*, XIV, p. 275. Paris, 1906).

[2] Sur la structure des montagnes de l'Adour (*Journal des Mines*, XII, p. 95. Paris, An X).

pas généraliser le résultat des expériences japonaises et une fois de plus, en tout cas, les circonstances locales ont une influence prépondérante.

A bien des reprises, des affaissements d'une réelle importance ont été signalés à la suite de tremblements de terre. Parfois ce sont des phénomènes d'une grande ampleur, tels que ceux qui se sont produits le long de la vallée du Mississipi lors des tremblements de terre de 1811 et de 1812 dans la *Sunken Country;* on en reparlera plus loin. Mais, d'ordinaire, ce sont des effets locaux pour lesquels il est quelquefois assez difficile de dire s'ils ont produit le séisme, ou s'ils en sont la conséquence. Ainsi le tremblement de terre destructeur du 1er mars 1870 à Klana (Istrie) a été accompagné près de Novakračina, de la formation d'un entonnoir qui atteignit *graduellement* 18 pieds de profondeur et 100 pieds carrés d'ouverture. C'était donc un effet consécutif[1] du mouvement séismique. Au contraire, Cancani[2] pense que la série des secousses qui ont ébranlé la Sabine en mai et juin 1901, étaient dues à des affaissements causés par la lente dissolution des couches calcaires. Il est assez rare de pouvoir prouver l'origine réelle de ces tremblements de terre d'affaissement, d'écroulement ou d'éboulement, auxquels bien des séismologues ont donné une importance qu'ils n'ont certainement pas, comme on a eu souvent l'occasion de le faire observer dans la *Géographie séismologique.* Les Dolines qui accidentent si curieusement les pays Karstiques, pas plus que les Cenotes du Yukatan, les Catavrothes de la Grèce et les Avens du Sud de la France, ne sont d'origine séismique, et ces régions ne sont instables que lorsqu'elles présentent en outre d'autres dislocations ou des plissements récents.

Les grands tremblements de terre causent de violentes perturbations dans le régime hydrographique superficiel ou profond, et leurs relations fourmillent d'observations de ce genre.

Après le désastre de l'Assam du 12 juin 1897, Oldham a constaté, dans la vallée du Brahmapoutre, de nombreux cas où des puits, des étangs, des canaux ou des rivières, avaient subi un manifeste relèvement de leur fond sous l'action d'une poussée verticale de bas en haut, de sorte que le réseau hydrographique si riche et si compliqué de la région avait été complètement bouleversé pour un temps. De grandes inondations s'étaient produites dans cette vaste région copieu-

[1] Tietze. Zur Geologie der Karsterscheinungen (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1880, XXX, p. 734. Wien).

[2] Sul periodo sismico iniziatosi il 24 Aprile 1901 nel territorio di Palombara Sabina (*Boll. soc. sism. ital.*, 1902, VII, p. 169).

sement arrosée, et les pertes agricoles avaient été considérables. Ces effets ne supposent pas la nécessité d'une composante verticale du mouvement séismique, et des actions de compression peuvent suffire à les expliquer. Il est inutile de s'appesantir sur les conséquences variées que peuvent amener dans le réseau hydrographique les éboulements, les crevasses et autres effets des tremblements de terre sur le sol ; on ne les imagine que trop.

Le régime des sources, thermales ou non, est fréquemment perturbé d'une manière plus ou moins temporaire par les grands tremblements de terre. Cela s'explique très simplement, par les dérangements que ces violents ébranlements ne peuvent manquer d'apporter au sein des diaclases par où cheminent les eaux souterraines, qui les agrandissent progressivement par dissolution et par un travail mécanique simultané : chutes de matériaux, rétrécissement ou élargissement des voies d'accès, ouverture de nouvelles crevasses ou fissures, etc... Il n'y a rien là que de très compréhensible, et ces variations de régime peuvent, suivant les circonstances particulières à chaque cas, se fixer définitivement, ou bien disparaître rapidement sous l'action même des eaux qui finissent par franchir, ou par emporter molécule à molécule l'obstacle momentanément opposé à leur cours habituel. On a vu aussi la température des sources changer à la suite du séisme, ce qui peut résulter du mélange de veines de températures différentes et jusqu'alors séparées. Enfin de nouvelles sources peuvent apparaître et persister plus ou moins longtemps après l'événement, d'autres aussi se tarir et ne reprendre que plus tard leur cours. Parmi bien des cas de ce genre, on peut citer celui qui suivit le désastre de l'Andalousie du 25 décembre 1884[1] : à trois kilomètres d'Alhama, le long du Rio Murchan, existaient des thermes anciens et fréquentés ; dans la nuit du 27 au 28 décembre et après de fortes détonations, s'ouvrit à 300 mètres de distance dans des terres alluviales, une nouvelle source plus chargée d'acide sulfhydrique et d'une température de 56° au lieu de 46 ; au mois de mai suivant, elle coexistait encore avec l'ancienne.

De Rossi[2] attribuait la plus grande importance aux variations de température des sources thermo-minérales après les tremblements de terre, et il trouvait qu'elles correspondaient, dans la péninsule

[1] Taramelli e Mercalli. I terremoti andalusi cominciati il 25 Dicembre 1884 (*R. Acc. d. Lincei*, CCLXXIII, 1885-86).

[2] Variazioni di temperature delle acque termo-minerali (*Bull. d. Vulcan. ital.*, 1877, IV, p. 67).

italienne, aux périodes d'agitation séismique dont elles précédaient généralement les maximums, croyait-il du moins. Il cite notamment des observations faites aux solfatares de Pouzzoles et du Bulicame. Le fameux séismologue italien était trop influencé par sa théorie des tremblements de terre considérés comme des *tempêtes endogènes*, — d'où le titre suggestif de son principal ouvrage : *La meteorologia endogena*, — et trop convaincu aussi de l'étroite liaison des phénomènes séismiques et volcaniques, pour qu'il y ait lieu de s'arrêter à quelques cas de coïncidences, peut-être réels, peut-être fortuits, entre les phénomènes séismiques et hydrothermaux, qui ne peuvent raisonnablement pas, comme il le pensait, conduire à la prévision des tremblements de terre. C'était là une voie très suivie autrefois, et même jusqu'à une époque récente, mais il suffit maintenant de la reléguer dans l'histoire de la séismologie, malgré la tentative qu'a faite Favaro[1] de rappeler l'attention sur ces phénomènes.

Les remarques d'ordre général sont plus intéressantes que ces *faits divers* de la séismologie, dont le nombre pourrait être indéfiniment multiplié. Après le tremblement de terre du Valais du 25 juillet 1855, Volger[2] note que les dérangements dans le régime des sources se firent surtout observer au plus proche voisinage de la région épicentrale, ce qui doit être *a priori* et a été confirmé par Taramelli et Mercalli[3] à propos du tremblement de terre de la Ligurie du 23 février 1887, où ces savants ont vu le nombre et l'importance de ces phénomènes présenter leur maximum dans la zone mésoséiste, et diminuer graduellement de proche en proche en s'en éloignant.

Issel[4] combat avec raison la relation qu'on a voulu établir entre ce même tremblement de terre et une augmentation de la température des eaux des sources de l'île d'Ischia et un trouble de celles du lac de naphte de Palagonia (Sicile), l'énormité de la distance étant largement suffisante pour permettre de n'y voir qu'une coïncidence toute fortuite. Il était bon de signaler, à cette occasion, ce procédé arbitraire, qui a été bien souvent mis en avant dans des circonstances

[1] *Intorno ai mezzi usati dagli antichi per attenuare le disastrose conseguenze dei terremoti* (Venezia, 1874). — *Nuovi studi intorno ai mezzi...* (Venezia, 1875).

[2] *Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz*. III. Die Erdbeben im Wallis (Gotha, 1858, p. 462).

[3] Il terremoto ligure del 23 Febbraio 1887 (*Ann. d. Uff. c. di met. e di geodin.*, VIII, parte IV. Roma, 1888).

[4] Il terremoto del 1887 in Liguria (*Suppl. al. Boll. del R. Com. geol. d'Italia*. Roma, 1888).

analogues et enlève toute valeur aux déductions que des séismologues faciles à contenter ont cherché à en tirer en faveur de leurs théories. Les prédictions hydro-séismiques rentrent dans ce genre d'observations. Depuis 1755, on a répété partout que le grand tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre avait directement agi sur les sources thermales de Teplitz et de Karlsbad, et Knett[1] a fait bonne justice d'une croyance qui ne repose sur rien de réel. Au reste, c'est toujours le même procédé facile qui est employé : un tremblement de terre se produit-il quelque part, on trouve aisément après coup une perturbation hydro-thermale qui dans un pays quelconque se sera produite *à peu près* à la même époque ! Et de la même façon, une perturbation de ce genre permettra de prédire un tremblement de terre, puisqu'on ne se préoccupe point de savoir où il aura lieu ; il s'en présentera un quelque part, et l'on sera convaincu de la justesse de la prédiction.

C'est aussi aux dérangements produits au sein des couches terrestres par les ondes séismiques que l'on peut attribuer, si toutefois elles sont bien authentiques, ce qui n'est probablement pas le cas, certaines manifestations étranges telles que lueurs, odeurs anormales, dégagements de gaz ou de vapeurs, souvent mentionnés dans les relations des grands tremblements de terre. Aucun de ces faits n'a encore jamais été soumis, sur les lieux et au moment même de leur soi-disant production, à un examen assez sérieux et à une critique assez sévère pour que l'on puisse les accepter définitivement. Il suffira d'en signaler quelques cas, pour montrer combien il y a lieu de se tenir à leur égard sur une prudente réserve.

D'après Scheuchzer[2], les nombreuses secousses qui ont, pendant les premières années du XVIIIe siècle, ébranlé la vallée de la Linth, dans le canton de Glaris, auraient donné lieu à des vapeurs montant des fonds de vallées. Mais Volger leur restitue une origine météorologique très normale. Dans l'automne de 1855, un semblable phénomène a été considéré, dans le Valais, comme une conséquence du tremblement de terre du 25 juillet de la même année. De la même manière, Favre[3] pense qu'il faut assimiler ce fait à celui qui se produisit, en 1854, au voisinage d'Yvorne, à la suite d'un éboulement de terrain. Mieux étudiés, ces phénomènes pourront peut-être,

[1] Zur Kenntniss der Beeinflüssung der Teplitzer Urquelle durch das Lissaboner Erdbeben (*Sitzungsb. d. deutsch. naturwiss. Ver.* « *Lotos* », 1899) — Nicht Beeinflüssung der Karlsbader Thermen durch das Lissaboner Erdbeben (*Id.*, 1905).

[2] *Beschreibung der Naturgeschichte der Schweiz* (Zürich, 1746).

[3] *Arch. sc. ph. et nat. de Genève*, 1856, XXXIII, p. 335.

dans les cas les plus favorables, résulter de dégagements de gaz mis en liberté par l'ébranlement séismique des couches terrestres, mais bien incapables de provoquer des épidémies, comme on l'a parfois prétendu. Des odeurs particulières et momentanées se feront alors sentir, sans qu'il y ait lieu de se préoccuper d'un fait aussi insignifiant et dénué de toute portée, malgré l'importance que Malvasia[1] a cru devoir assigner à quelques coïncidences supposées entre la perception de ces odeurs et des périodes d'agitation tromométrique, ou séismique, dans la région de Ferrare et de Bologne en 1877.

Des dégagements gazeux, dûment observés, se sont parfois montrés comme conséquences immédiates de tremblements de terre. Dans les mines de plomb de Pontgibaud (Puy-de-Dôme), qui sont installées sur des cassures par lesquelles sont sorties plusieurs fois des laves, il y a eu, à diverses reprises, de véritables inondations d'acide carbonique, à la suite de travaux ayant ouvert d'anciennes fractures par lesquelles se dégageait ce gaz. Le 16 juin 1857, un tremblement de terre amena la réouverture de ces fissures et la sortie de flots de gaz si rapidement que les ouvriers surpris faillirent être asphyxiés ; et, pendant plusieurs jours, on put voir, au milieu de la Sioule, rivière qui traverse les filons, des bouillonnements considérables d'acide carbonique[2].

Quant aux apparitions de lueurs, bien des relations en signalent aussi. Griesbach[3] a prétendu, avec peu de vraisemblance, semble-t-il, les expliquer par un violent frottement de roches dures les unes contre les autres au moment d'un tremblement de terre[4].

On doit sans doute compter parmi les plus curieux et intéressants effets des tremblements de terre de grande intensité les éjections de boues, de sables et d'eau qui se produisent par des ouvertures plus ou moins circulaires du sol, ou des crevasses linéaires,

[1] Intorno all'odore disgustoso avvertito nel giugno, ottobre e novembre 1877 ne Ferrarese e Bolognese, unitamente a scosse del suolo (*Boll. d. vulcan. ital.*, 1868, V, p. 30).

[2] Glangeaud. La liquéfaction de l'acide carbonique naturel en Auvergne (*La Nature*, 8 décembre 1906, p. 25).

[3] Die Erdbeben in den Jahren 1867 und 1868 (*Mitth. d. k. geogr. Ges. in Wien*, 1869).

[4] Il est très instructif de rappeler à ce propos l'erreur dont faillit être victime Julius Schmidt, à l'occasion d'un important éboulement de rochers qui, le 18 janvier 1862 avait mis à nu, près de Delphes, une assez grande surface de roches d'une intense et toute fraîche coloration rouge. Par un soleil assez bas, il était alors trois heures et quart de l'après-midi, cette vive teinte se refléta dans l'atmosphère, soit sur les gouttes de pluie, soit sur les particules de poussière soulevées par l'accident, et tous les témoins. y compris le savant astronome et séismologue, eurent l'impression d'un violent et lointain embrasement. On voit combien il faut se mettre en garde contre les assertions de ce genre. On ne saurait s'attarder davantage sur un sujet aussi peu important, et sur lequel la critique scientifique n'a guère eu encore à s'exercer.

au moment du passage des ondes séismiques. Ce remarquable phénomène ne se présente, on le conçoit sans peine, que dans les terrains marécageux ou d'alluvions, lorsqu'une couche aquifère *oo* repose au-dessus d'une couche imperméable. Il y faut un mouvement vertical, c'est l'évidence même. On a pris ici une disposition particulière du terrain simplement pour fixer les idées, plusieurs autres plus ou moins analogues étant compatibles avec le même résultat. La surface supérieure de la couche inférieure sera mise en mouvement vers le haut, mouvement qui sera transmis au sol *gg* par l'intermédiaire de la couche *oo*, mélange d'eau, de sable, de boue. Mais, en raison de son inertie, la couche supérieure ne se mettra pas immédiatement en mouvement, et la couche aquifère sera momentanément comprimée; s'il se trouve dans le sol quelque fissure, ou quelque point de moindre résistance, le mélange aqueux sera forcé et jaillira plus ou moins violemment à la surface. La masse semi-fluide, une fois mise en mouvement, ne retournera pas de suite au repos; elle continuera à s'épancher avec force au dehors et par poussées successives, en partie au moins, sous l'action du poids de la couche supérieure, qui tend à s'affaisser pour contrebalancer le vide produit en dessous d'elle. L'ouverture tendra à s'élargir par le haut, ses bords supérieurs présentant moins de résistance au choc de l'eau, et le mélange, en retombant, se répandra tout autour en abandonnant bien vite ses particules solides. Ainsi se formera une couronne conique surbaissée, autour d'une cavité cratériforme d'une forme souvent très régulière. Ce sont les *craterlets* des géologues de langue anglaise, et ce vocable doit désormais entrer dans la nomenclature séismologique.

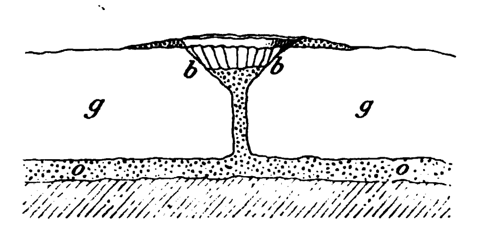


Fig. 153. — Mécanisme des éjections d'eau et de la formation de trous cratériformes (d'après R. D. Oldham).

Les craterlets séismiques se produisent à presque tous les tremblements de terre violents dans les plaines alluviales, et leurs dimensions varient de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ils peuvent s'entrecouper mutuellement, de façon à donner lieu à des cavités aux formes les plus irrégulières. Parfois aussi ils s'entourent de fissures circulaires concentriques.

Ils peuvent s'aligner, jalonnant ainsi une ligne de moindre résistance du sol, et le tremblement de terre des Balkans du 4 avril 1904

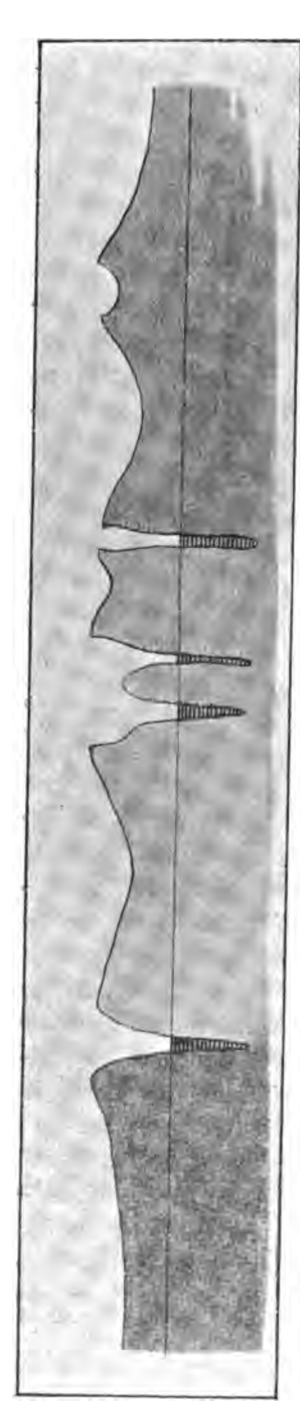


Fig. 154. — Coupe verticale de cratères de sable formés à Kalamaki le 26 décembre 1861 (d'après J. Schmidt).

a fourni à Moraza (Serbie)[1] des exemples typiques de cette disposition intéressante, avec et sans cônes de sable.

La hauteur à laquelle l'eau peut être éjaculée des évents a été diversement évaluée, et si 4 ou 5 mètres semblent exagérés, on a cependant observé de la boue attachée à des troncs d'arbres à des hauteurs de 15 à 20 pieds lors du tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886.

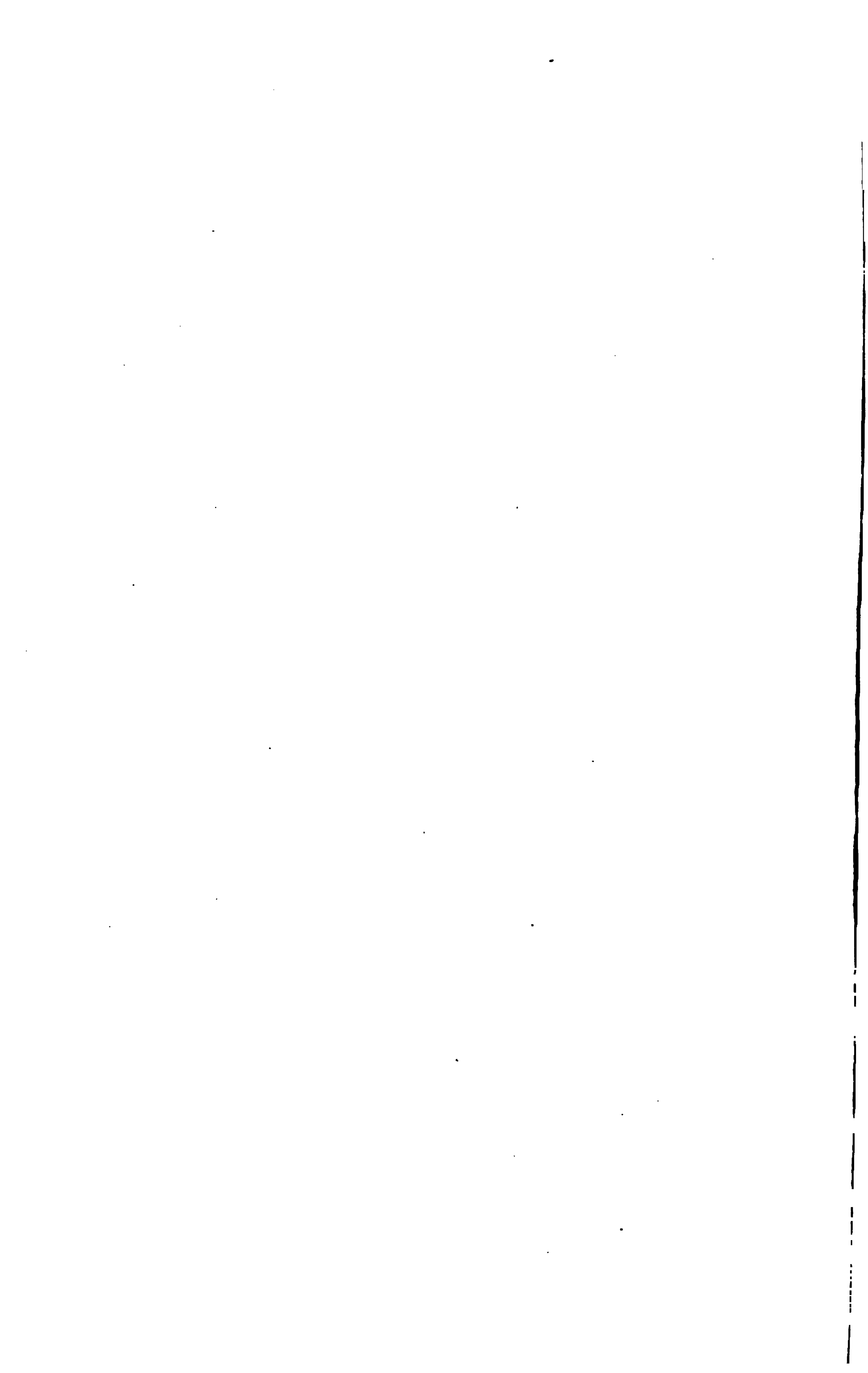
D'après J. Schmidt, au désastre de Voztitza (Achaïe) du 26 décembre 1861, des craterlets sont restés actifs pendant assez longtemps, deux heures au moins après la secousse, ce que R. D. Oldham explique très plausiblement d'ailleurs, par l'éjection postérieure de gaz mis en liberté au sein de matières organiques en décomposition. Le même séismologue croit aussi à l'exactitude des relations suivant lesquelles certains de ces évents auraient continué de fonctionner pendant 24 heures après le tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897. Pour rendre compte de cette durée, dont la longueur n'est pas sans étonner, il admet que le séisme a découpé par fissuration la couche supérieure en blocs, ou dalles, qui, ainsi, ont continué d'exercer par leur poids une pression sur la couche aquifère à mesure qu'elle se vidait par les craterlets, ce qui peut nécessiter un temps très variable (Fig. 155, pl. VIII, p. 418-419).

Ces accidents peuvent permettre d'affirmer qu'un tremblement de terre a eu lieu, si on les rencontre sans que le phénomène séismique ait été signalé;

[1] Jelenko Michaïlovitch. Les tremblements de terre en Serbie en 1904 (*Ann. de l'Ac. des sc. serbe*, XLIII, Belgrade, 1906. En serbe).



Fig. 156. — Évent de sable à Rowmari (tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897) (d'après R. D. Oldham).



c'est ce qui nous est arrivé, en 1882, pour ceux que nous avons vus dans une courte vallée à fond de sable débouchant dans le lac aux bords abrupts d'Ilopango dans le Salvador. Il ne pouvait s'agir là que d'un intense, mais très local tremblement de terre, que justifient les violentes éruptions dont ce lac a été le théâtre en 1879-80.

Ces craterlets séismiques présentent un grand intérêt, mais ils n'ont pas attiré l'attention autant qu'ils le méritent, depuis que Pexidr[1] a consacré une monographie à ceux formés dans la vallée de la Save après le tremblement de terre d'Agram du 9 novembre 1880. Mais c'est à Shepard[2] que revient le mérite d'avoir montré que leur formation

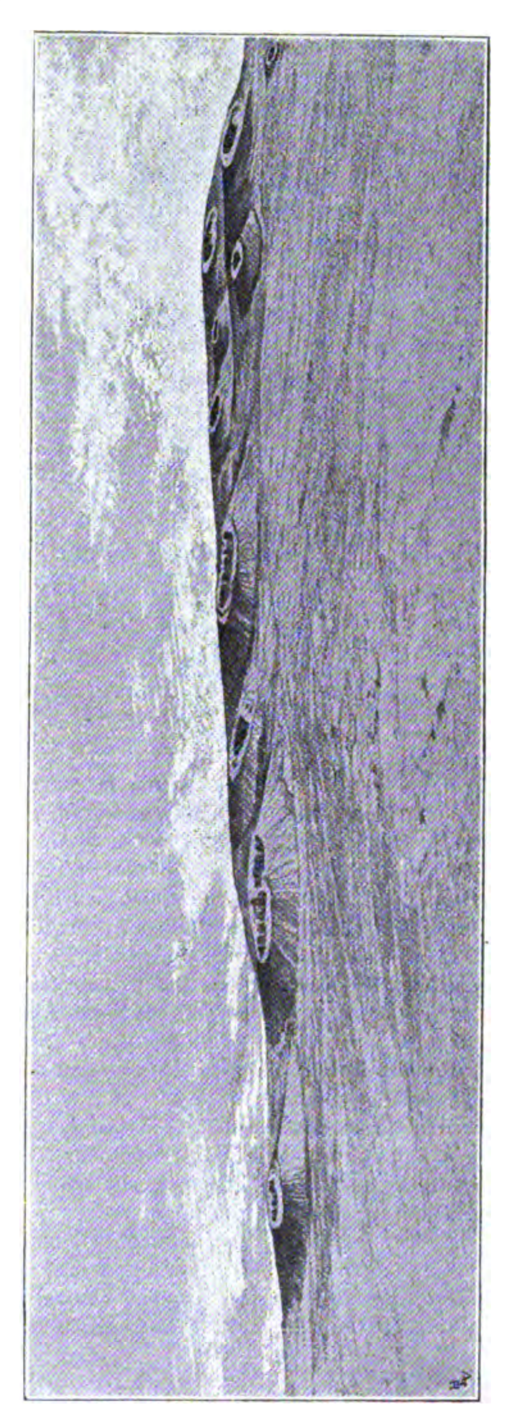


Fig. 157. — Craterlets alignés à Moraza (Serbie), formés par le tremblement de terre du 4 avril 1904 (d'après J. Michailovitch).

[1] *Beitrag zur Kenntniss der durch das Erdbeben vom 9. November 1880 hervorgebrachten Erscheinungen der « Sandschlamm-Auswürfe » auf den Erdspalten bei Resnik und Drenje in der Nähe von Agram* (Agram, 1880).

[2] The New Madrid earthquake (*The journ. of geology*, XIII, 1905, p. 45, Chicago).

joue un rôle de premier ordre dans le lent affaissement de la Sunken Country, région séismique de la vallée du Mississipi autour de New Madrid, Cairo, Memphis, dont l'existence est presque anormale puisqu'elle se trouve en dehors des géosynclinaux des époques secondaire et tertiaire. Il est donc très important d'exposer une théorie et des observations qui donnent la clef d'une des rares anomalies connues dans la répartition des tremblements de terre à la surface du globe. On ne saurait mieux faire que de reproduire tout d'abord les observations les plus explicites, faites en 1811 dans cette curieuse contrée marécageuse.

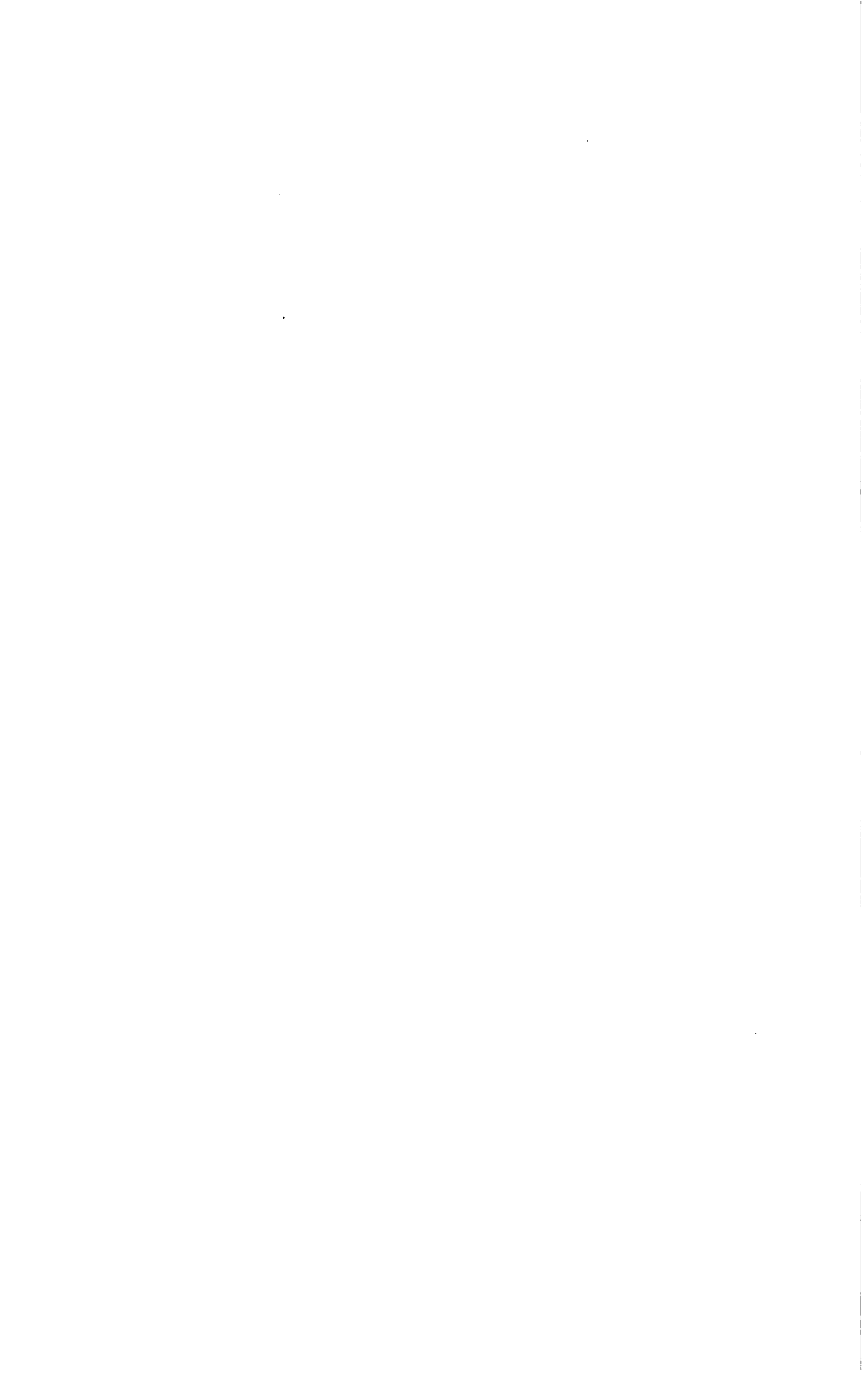
Tous les phénomènes connexes de vagues séismiques, éjections de sable, de boue et d'eau, et enfin ouvertures cratériformes datent scientifiquement, pourrait-on dire, du grand tremblement de terre de 1811, dans la vallée du Mississipi. Depuis, ils n'ont présenté nulle part une telle ampleur, et ils ont transformé la surface du pays sur une étendue considérable. Il s'agit donc là d'un véritable événement géologique, et comme les relations des contemporains et témoins oculaires sont à peu près inaccessibles, au moins en Europe, il faut savoir gré à Broadhead[1] d'avoir exhumé les plus importantes et les plus empreintes de véracité. Leur reproduction trouve naturellement sa place ici.

« Pendant tous les chocs violents, la terre sembla horriblement mise en pièces. La surface de centaines d'acres était çà et là couverte de sable, qui était sorti de nombreuses fissures. Quelques-unes de ces fissures se refermaient immédiatement après qu'elles avaient rejeté du sable et de l'eau. Ce qui ressemblait à du charbon avait été rejeté avec le sable en quelques endroits. Il était impossible de dire quelle était la profondeur des fissures. Le site de la cité [New Madrid] s'enfonça manifestement de 15 pieds, mais, à un demi-mille en amont de la ville, il ne semble pas y avoir eu d'altération dans les bords du fleuve, tandis qu'un peu en arrière, les nombreux et vastes étangs qui couvraient une grande partie de la contrée, étaient presque asséchés. Le lit de quelques-uns d'entre eux s'était élevé de plusieurs pieds au-dessus de leurs anciens bords, ce qui produisait un changement de 10 à 20 pieds par rapport à la surface horizontale [primitive]. De l'autre côté du Mississipi, un lac s'était formé sur 100 milles de long, 6 de large et 50 pieds de profondeur.....

« Des fissures avaient été formées sur 600 à 700 pieds de long, 20 et 30 de large, et il en avait été rejeté de l'eau et du sable à 40 pieds de hauteur. Il n'en était pas sorti de flammes incandescentes, mais des éclairs comme ceux qui résultent d'une explosion de gaz ou du passage de l'électricité de nuage à nuage. Des troncs de chêne étaient, jusqu'au centre, fendus à 40 pieds de hauteur, chaque partie restant de part et d'autre de la fissure.....

[1] The New Madrid earthquake (*The american geologist*, XXX, August 1902, p. 76. Minneapolis).

Fig. 158. — Fissure ouverte à Morava (Serbie), lors du tremblement de terre du 4 avril 1901 (d'après J. Michaïlowitch).



« Près de la Rivière Saint-Francis, il y a une grande région affaissée par suite du remblement de terre de 1811. De grands arbres sont submergés à 10 et 20 pieds au-dessous de l'eau. Avant le tremblement de terre, des bateaux à quille pouvaient remonter le Saint-Francis et passer le Mississipi à trois milles au-dessus de New Madrid. Maintenant le bayou est terre sèche. D'une des fissures fut rejeté le crâne d'un bœuf d'une espèce éteinte. Dans le lac Reelfoot, dans le comté d'Ohio (Tennessee), les pêcheurs conduisent maintenant leurs barques au-dessus des branches des sommets des cyprès. Le lac a près de 20 milles de long et 7 de large; il doit son origine à l'affaissement du sol pendant cette période [des tremblements de terre de 1811 et de 1812].....

« Flint dit qu'une étendue, près de Little Prairie, se couvrit d'eau sur une profondeur de 3 ou 4 pieds, puis disparut, et il resta une couche de sable. Des lacs de 20 milles de long furent formés en une heure, tandis que d'autres furent drainés. Le cimetière de New Madrid fut précipité dans le fleuve et beaucoup de maisons renversées. Toute la contrée, entre la bouche de l'Ohio et le Saint-Francis, fut bouleversée sur un front de 300 milles, au point que des lacs et des îles s'y formèrent et qu'une étendue de plusieurs milles, près de Little Prairie, fut couverte de 3 ou 4 pieds d'eau; quand celle-ci disparut, il resta une couche de sable.....

« Peu de personnes tombèrent dans les fissures, et on les en retira. Des arbres furent coupés et tombèrent en travers des fissures, et des gens y voulaient séjourner.....

« On voyait la terre rouler en vagues de quelques pieds de hauteur, avec de visibles dépressions entre elles. De temps en temps, ces éminences crevaient, rejetant de grandes quantités d'eau, de sable et de charbon.....

« Lorsque ces éminences crevaient, il restait des fissures courant vers le Nord et vers le Sud, parallèles pendant des milles. Le Sieur en a vu de cinq milles de long, de 4 pieds 1/2 de profondeur sur 10 de large.....

« De même que les fissures variaient de grandeur, de même l'eau, le sable et le charbon étaient expulsés à des hauteurs différentes, de 5 à 10 pieds. Outre es longues et étroites fissures, il y en avait d'autres d'une forme ovale ou circulaire, formant de longs et profonds bassins, quelques-uns de 100 yards de large et assez profonds pour retenir l'eau pendant la saison sèche. La contrée endommagée et bouleversée embrassait une aire de 150 milles de circonférence, renfermant comme centre la vieille ville de Little Prairie, appelée maintenant Caruherville, s'étendant largement de chaque côté de Whitewater, appelée Little River, et aussi de part et d'autre du Saint-Francis, dans le Missouri et l'Arkansas. Le lac Reelfoot (Tennessee) s'affaissa de 10 pieds.....

« La terre, sur les rives, s'ouvrit en larges fissures, se refermant de nouveau; de l'eau, du sable et de la boue étaient lancés en énormes jets plus haut que les sommets des arbres.....

« New Madrid, qui était à 15 ou 20 pieds au-dessus de l'étiage d'été, s'affaissa assez pour que la crue suivante la couvrît de 5 pieds.....

« La surface se tassa et un liquide noir s'éleva jusqu'au ventre des chevaux qui restèrent immobiles, frappés d'épouvante. Ensuite, toute la surface resta couverte de trous qui ressemblaient beaucoup à des cratères de volcans, entourés d'un cercle de bois carbonisé et de sable, montant à une hauteur d'environ 7 pieds. Peu de mois après, on les sonda et on trouva qu'ils dépassaient 20 pieds de profondeur. Là, le pays était [antérieurement] de nouveau couvert de petites

prairies éparses. Maintenant, il est couvert d'étangs et de collines de sable, ou de monticules qui se rencontrent dans des endroits où le sol était auparavant le plus bas. Il semblait qu'il y eût tendance à la carbonisation de toute végétation trempant dans les étangs produits par ces éruptions. Un lac s'ouvrit à 27 milles à l'ouest du Mississipi et les arbres y reposaient dans l'eau, sur 30 pieds de profondeur.....

« Le lac Eulalie, près de New Madrid, à 300 ou 400 yards, fut drainé tout d'un coup..... »

Il faut maintenant décrire sommairement la constitution géologique profonde de la Sunken Country, pour arriver à l'explication des phénomènes séismiques qu'en a tirée Shepard et des phénomènes d'affaissement dont elle est le théâtre, en conséquence d'un processus commun et simultané.

De New Madrid au golfe du Mexique, le Mississipi est flanqué par des bancs d'alluvions reposant sur une épaisse couche d'argile bleue compacte, souvent très faillée. La Sunken Country est un véritable labyrinthe de lacs, de marais et de bayous dont les déplacements verticaux, positifs ou négatifs, très manifestes, ont souvent dû se produire à la suite de mouvements séismiques antérieurs, outre ceux que l'on y connaît depuis un siècle. C'est par un tremblement de terre que Mc Gee[1] explique, par exemple, qu'un bayou sec entre dans le lac de Reelfoot (Tennessee), sans qu'on puisse trouver trace d'un delta, ce qui semble démontrer la soudaineté de ce changement topographique.

La Sunken Country, outre les particularités hydrographiques de ses innombrables lacs d'effondrement ou d'affaissement, présente plusieurs traits spéciaux très caractéristiques. Un des plus frappants est l'existence de lignes parallèles d'escarpements de failles, dont l'état de fraîcheur et l'âge de la végétation arborescente qui les recouvre indiquent une formation relativement récente. Ces lignes sont surtout développées dans le district de la Big Bay, où elles sont orientées E.-W. Toute la surface de la région de New Madrid est couverte d'un sable blanc siliceux, provenant de la désagrégation ancienne des grès cambriens et ordoviciens des hauteurs environnantes, mais qui, au lieu d'en venir directement par ruissellement, ont été et sont encore amenés verticalement de la profondeur par le processus tantôt continu, tantôt séismique et intermittent découvert par Shepard. Enfin, des *Sand blows*, petits monticules de sable blanc, mélangé de fragments de lignite, donnent au pays un aspect dès longtemps signalé, privés qu'ils sont de toute végétation. D'une

[1] A fossile earthquake (*Bull. geol. soc. of America*, 1893, IV, p. 411).

hauteur de 3 à 4 pieds et d'un diamètre de 20 à 100, leur sommet est souvent creux ou déprimé. Ce sont donc des craterlets.

La vallée du Mississipi forme un grand bassin artésien entre les monts Ozarks et les hauteurs du Tennessee. Une couche d'argile bleue, imperméable, de la formation dite de Lagrange, repose au-dessus de sables aquifères dont la puissance varie de 600 à 800 pieds, avec intercalation de minces couches lignitifères, au sein desquelles

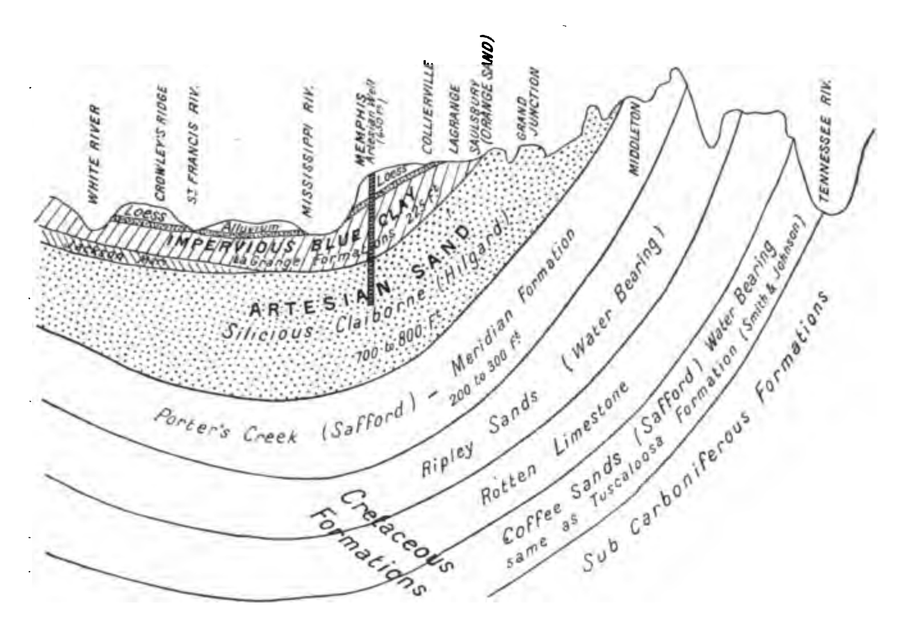


Fig. 159. — Coupe E. W. de la vallée du Mississipi par Memphis (d'après Shepard).

se rencontrent, sous une pression considérable, les eaux d'infiltration descendant des hauteurs précitées. Les eaux des puits, artésiens ou non, proviennent de cette couche de sables, ce que démontre péremptoirement la nature de ceux qu'amènent les eaux de ces puits et la présence des fragments de lignite remontés avec eux. Très limpide, sans vase, et déposant une notable quantité de ces matières, cette eau sourd constamment, mais lentement, à la surface de la Sunken Country, et y forme les monticules ou Sand blows signalés plus haut. Les puits sont franchement artésiens à la périphérie, tandis qu'ils ne le sont pas dans l'intérieur de la cuvette, sans doute par suite de l'épuisement de la couche aquifère par l'écoulement lent, mais continu, qui s'y produit à ses nombreuses sources. Dans les deux cas, c'est toujours la même couche aquifère qui fonctionne, puisque les matériaux apportés à la surface sont absolument

identiques, sable blanc et lignite. Ce sont les mêmes aussi qui ont été éjectés par le tremblement de terre de 1811, et par ceux qui depuis se sont répétés si souvent dans la région. Ainsi, ces dépôts ont puissamment contribué à la formation du sol superficiel de la Sunken Country, par apport incessant des matières de la couche aquifère qui, depuis un temps vraisemblablement reculé, se vide graduellement, sur une échelle considérable, par les fissures et, pense Shepard, par les failles de la couche imperméable d'argile bleue.

L'affaissement de la Sunken Country s'explique très bien maintenant, et l'on comprend aussi comment l'équilibre de la couche d'argile, progressivement minée par en dessous, peut, de temps à autre, se rompre brusquement, et c'est alors que se manifestent les tremblements de terre, à la suite du moindre effort de réajustement des voussoirs faillés des monts Ozarks et des hauteurs du Tennessee — plus probablement des premiers, tant l'état de fraîcheur de certains escarpements de failles implique une production récente. On sait, d'ailleurs, que le massif est lui-même assez sujet aux ébranlements séismiques.

La constitution de la région de Shreveport, dans la Louisiane, est tout-à-fait analogue à celle de la Sunken Country, et Shepard pense que les tremblements de terre ont contribué exactement de la même façon, à sa formation. Mais comme elle est actuellement aséismique, il faudrait en conclure que le processus y est épuisé et a dit son dernier mot. Shepard n'hésite point à étendre cette explication au tremblement de terre de Charleston, où des sables sont aussi ramenés de la profondeur par la pression artésienne; mais ceci est plus sujet à discussion.

On aurait une éclatante confirmation de cette thèse s'il était prouvé que les craterlets s'ouvrent en lignes, décelant ainsi les fissures et les failles de la couche imperméable; mais la vérification de ce fait, d'ailleurs probable, n'a pas encore été faite pour la Sunken Country.

On notera que ce phénomène ramène au jour des matières dont l'origine géologique est plus ancienne que celles des couches traversées et sur lesquelles s'opère leur dépôt ultérieur. Ici ce sont des fragments de lignite, mais ce pourraient être de petits fossiles. Il y a donc là pour les stratigraphes une cause d'erreur qu'il était bon de signaler, et que seule la séismologie pouvait expliquer.

De tout cela résulte aussi que les phénomènes séismiques ne sont pas toujours sans relation avec le régime des sources et des puits ar-

tésiens, et Shepard a eu le très grand mérite d'amorcer une question qui suscitera, il faut l'espérer, d'autres travaux dans une voie pour ainsi dire nouvelle, quoiqu'elle ait déjà donné lieu à des suggestions de même sens, mais sans même un commencement de preuve, par exemple en Algérie pour le bassin déprimé du Hodna. C'est la première fois que l'observation vient confirmer une théorie qui paraît ici très solidement établie. Hobbs [1] pense que, dans la région de la Pomperaug Valley (Connecticut), les sources se disposent aux intersections des lignes de failles. En est-il ainsi dans la Sunken Country, en ce qui concerne les sources d'eau chargée de sable et les craterlets, relativement aux dislocations de la couche d'argile bleue ? Cela n'est pas improbable, et si le fait venait un jour à être démontré sur le terrain, la théorie de Shepard trouverait une confirmation dont l'importance séismique et géologique n'échappera certainement pas.

Si les dykes de grès représentent des tremblements de terre fossiles, il n'est pas impossible qu'il en soit de même pour un curieux accident géologique étudié, il y a quelques années, par Greenly[2], celui des *Sandstone pipes* rencontrés au cap Dwlban à l'angle occidental de la Red Wharf Bay, sur les côtes orientales d'Anglesey. Il s'agit de sortes de puits de 6 à 12 pieds de profondeur, creusés dans un calcaire carboniférien cristallin, et que remplit en continuité un grès surmontant la courbe du premier. Un autre grès plus puissant, et carboniférien aussi, recouvre le tout. Hobbs[3], a suggéré que ces puits ne sont pas autre chose que des craterlets ouverts par un tremblement de terre à l'époque où le calcaire inférieur au travers duquel ils sont percés était encore à l'état d'une boue parfaitement meuble. Cette supposition serait d'autant plus admissible que, pense Greenly, l'alternance de calcaire et de grès suppose d'intenses mouvements tectoniques. Aussi la boue calcaire déposée à peu de profondeur a pu être émergée, puis secouée par un tremblement de terre violent qui l'a percée de craterlets. Le durcissement de la couche s'est produit à l'air libre, et un affaissement ultérieur, d'ailleurs peu important, a permis le dépôt d'une couche de boue, qui a rempli les craterlets et s'est ultérieurement durcie en se transformant en calcaire. Long-

[1] The New rk system of Pomperaug Valley, Connecticut (*21 « Ann. Report U. S. Geol. Survey*, 1901, part III, p. 7).

[2] On sandstone pipes in the carboniferous limestone at Dwlban Point, East Anglesey (*Geol. mag.*, VII, p. 20, January 1900).

[3] Some topographic Features formed at the time of Earthquakes and the origin of Mounds in the Gulf-Plain (*Am. Journn. of Sc.*, April 1907, XXIII, p. 245).

temps après, les agents de destruction et d'érosion ont agi sur ces couches émergées. Le grès supérieur a été enlevé, mais par suite de circonstances locales de dureté relative, il est arrivé qu'en certains points il a été conservé juste au-dessus des *sandstone pipes*, de sorte que ceux-ci sont surmontés de blocs de grès hérissant la surface du cap. Ailleurs enfin, tout a été arasé au niveau de la surface supérieure du calcaire inférieur, et les sandstone pipes apparaissent seulement par la différence de matière. Une fois de plus, la séismologie donne la clef d'un phénomène difficile à éclaircir, et la suggestion de Hobbs doit être considérée comme très plausible.

Les éjections d'eau et de sable par les craterlets séismiques se produisent presque invariablement en même temps et aux mêmes lieux que les ondes ou vagues visibles, qui agitent les plaines alluvionnaires et se suivent, au moment des tremblements de terre destructeurs, exactement comme celles de l'océan. En dehors des descriptions de ces événements, ce remarquable phénomène n'a guère été cité que pour être mis en doute et attribué à l'affollement d'observateurs assez effrayés pour assigner au sol, par simple illusion des sens, le mouvement ondulatoire dont ils étaient animés eux-mêmes, tant il a paru paradoxal de voir le sol prendre momentanément les propriétés d'un liquide ou tout au moins d'une matière visqueuse. Il est cependant facile de réunir un certain nombre d'observations ayant tous les caractères de précision et de bonne foi d'une *chose vue* et, devant une question aussi controversée et qui n'a pour ainsi dire jamais été étudiée en détail, il ne sera pas inopportun de recueillir et de relater ici les faits les plus démonstratifs.

Les vagues séismiques visibles méritent aussi le nom de gravifiques, comme on le verra plus loin, parce que la gravité intervient dans leur production. Dutton[1] pense que Sénèque[2] les connaissait et les a définies avec précision à la fin du passage suivant, bien connu et souvent cité à propos des opinions des anciens sur les tremblements de terre : « *Duo genera sunt, ut Posidonio placet, quibus movetur terra. Utriusque nomen est proprium, altera succussio est, cum terra quatitur et sursum ac deorsum movetur, altera inclinatio, qua in latera, nutat navigii more.* » Quoi qu'il en soit, voici la liste des tremblements de terre modernes, que nous avons pu réunir et pour lesquels l'observation de vagues séismiques visibles ne saurait être méconnue :

[1] *Earthquakes in the light of the new Seismology* (New York, 1904, p. 129).

[2] *Natur. quæst.* (Lib. VI, Cap. 21).



Fig. 160. — Un *Sandstone-pipe* (puits de grès) à Dwlban Point, Anglesey (d'après Greenly).





FIG. 161. — *Sandstone-pipe* SURMONTÉ D'UN BLOC DE GRÈS NON ARASÉ À DWLBAN POINT, ANGLESEY. (d'après GREENLY).



FIG. 162. — *Sandstone-pipe* ARASÉ AU NIVEAU DU CALCAIRE INFÉRIEUR À DWLBAN-POINT, ANGLESEY (d'après GREENLY).

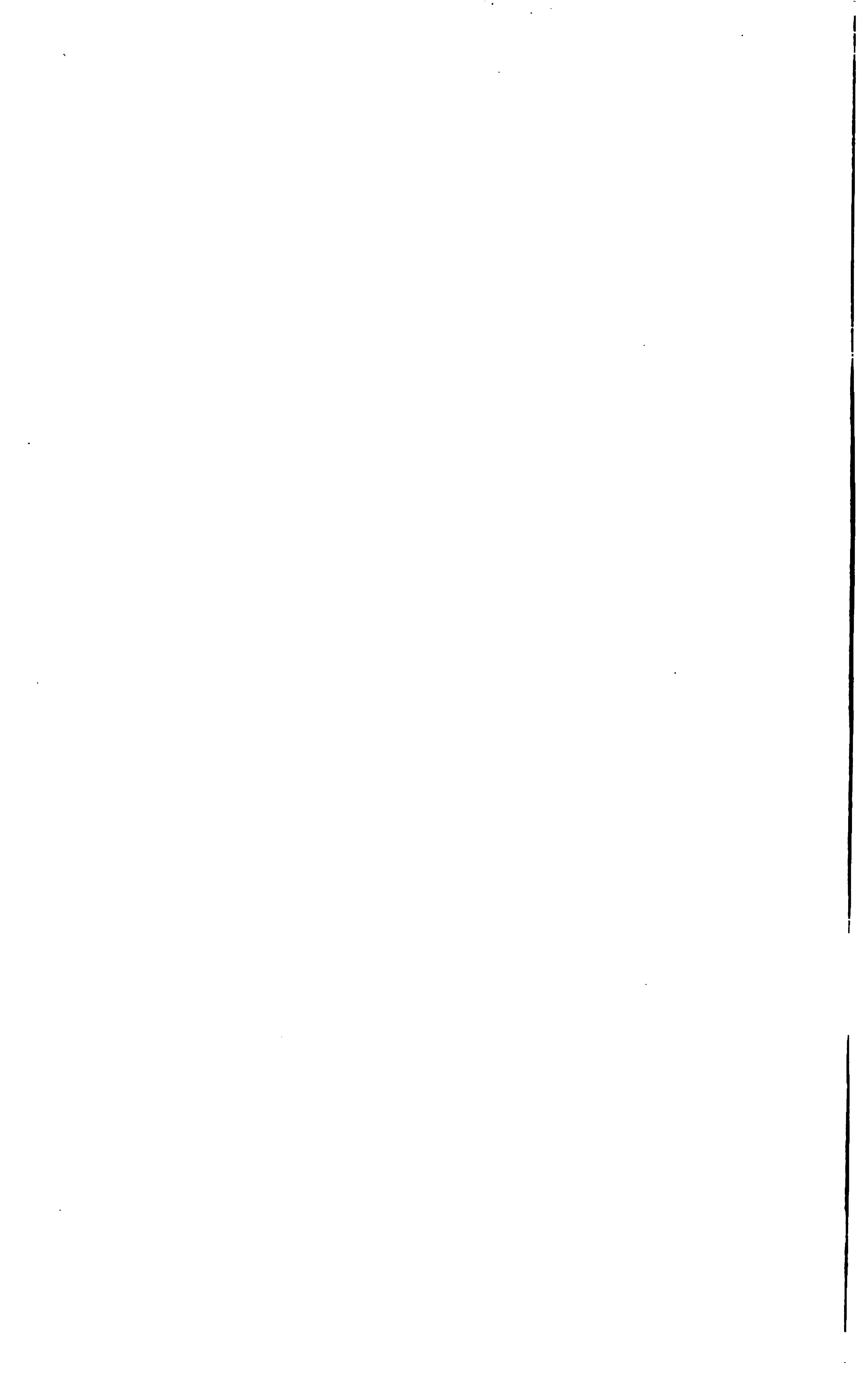


TABLEAU LXI

Observation de vagues gravifiques.

N°s	LIEUX	DATES	SOURCES
1	Calabres	5 février 1783 . . .	Gallo-Serrao.
2	New Madrid	61 décembre 1811 . . 4 février 1812 . . .	Broadhead. Shepard.
3	Nouvee-Galles du Sud . .	août 1829	Perrey.
4	Amarapoora (Birmanie) . .	23 mars 1839	Yule.
5	Ternate	14 février 1840. . . .	Perrey.
6	San Salvador.	16 avril 1854	Perrey.
7	Thayet Myo (Birmanie) . .	24 avril 1858	T. Oldham.
8	Voztitza (Achaïe).	26 décembre 1861 . .	J. Schmidt.
9	Baïkal	12 janvier 1862 . . .	Erman.
10	Chiraz	21 décembre 1862 . .	Perrey.
11	New Madrid	17 août 1865	Perrey.
12	Tacna	13 août 1868	Griesbach.
13	Manipoore et Cachar . . .	10 janvier 1869 . . .	T. Oldha
14	Biskra.	16 septembre 1869. .	Perrey.
15	Agram.	9 novembre 1880 . .	Wähner.
16	Nueva-Vizcaya (Philippines)	30 septembre 1881 . .	Abella y Casariego.
17	Charleston	31 août 1886.	Dutton.
18	Japon central.	28 octobre 1891 . . .	Dairoku Kikuchi. Milne.
19	Zante	17 avril 1893	Issel et Agamemnone.
20	Locride	18 avril 1894	Skuphos.
21	Laibach	14 avril 1895	Fr. E. Sue
22	Assam.	12 juin 1897.	R. D. Oldham
23	Guatémala	18 avril 1902	Sapper.
24	Andidjane(Turkestanrusse)	16 décembre 1902 . .	Lewitzky.

On va maintenant reproduire les observations les plus explicites et, en particulier, celles qui fournissent des renseignements sur les dimensions des vagues séismiques visibles.

A Charleston, lors du tremblement de terre du 31 août 1886, un observateur, Mac Lee, s'était expressément proposé de vérifier la

(1) Gallo. *Lettere scritte e dirizzate ai Sign. Cav. N. N. della R. Accad. di Londra Bordò e Upsal, sulli terremoti del 1783, con un giornale meteorologico de medisimi* (Messina, 1784). — Serrao. *De tremuoti della Nuovà Filadelfia in Calabria* (Napoli, 1784). — (2) Broadhead (*l. c.*) — Shepard (*l. c.*). — (3) Mémoire sur les tremblements de terre dans le bassin du Rhin (*Mém. Ac. r. de Belgique*, XIX, p. 88. Bruxelles, 1847) — (4) *A narrative of the mission sent by the Governor-General of India to the court of Ava in 1855* (London, 1858. P. 349-351). — (5) Documents sur les tremblements de terre et les éruptions volcaniques aux Moluques. Troisième partie. Groupe de Ternate. (*Ann. soc. d'émulation des Vosges*, X, IIe cahier. Epinal, 1859). — (6) Note sur les tremblements de terre ressentis en 1854 (*Bull. Ac. r. de Belgique*, XXII, p. 539. Bruxelles, 1855). — (7) A catalogue of indian earthquakes from the earliest time to the end of A. D. 1869 (*Mem. geol. Survey of India*, XIX, part 3. Calcutta, 1883). — (8) (*l. c.*) — (9) Ueber Erdbeben in der Umgebung des Baïkal (*Archiv für wiss. Kunde von Russland*, XXIV, p. 283. St-Pé-

réalité des vagues séismiques visibles. Il n'y put réussir que le 1er septembre, à l'occasion de la réplique du XVIIe, la principale de celles qui suivirent le désastre.

« J'étais, dit-il, à l'angle des rues Tradd et Legaré, lorsque j'entendis le gron-
« dement préliminaire et me décidai à faire, à tout hasard, l'observation que je
« désirais... Quand le mouvement de la terre commença, je me trouvais au mi-
« lieu de la rue. Après que le premier frémissement eut passé et que, par le
« mouvement horizontal successif, j'étais soumis à un va-et-vient, je vis distinc-
« tement quatre ou cinq vagues séparées passer par la rue Tradd, du N. E. au
« S. W. Aussi exactement qu'il m'était possible d'évaluer la longueur de plusieurs
« vagues, elles étaient aussi larges que la rue entre les trottoirs; quand à leur
« hauteur, je ne voudrais pas risquer une estimation, mais chacune me paraissait
« avoir au moins un pied de hauteur et était assez élevée pour être parfaitement
« vue. Si la rue Tradd avait été sous l'eau et si j'avais été dans un bateau, le mou-
« vement transmis à mon corps n'aurait pu être plus distinctement senti, ni les
« vagues plus clairement vues. Elles passaient à grande vitesse et se suivaient
« presque simultanément [*sic*] les unes les autres. »

L'intention qu'avait à l'avance le témoin de faire ce genre d'observation ajoute beaucoup de valeur à sa relation.

Un savant ingénieur, Abella y Casariego, n'est pas moins affirmatif à propos du tremblement de terre de la Nueva Viscaya (Philipines), du 30 septembre 1881.

« J'allais à cheval, d'Aritas à Dupas, accompagné par un officier, Don Enrique
« de Almonte. En passant par le village de Tambong, nous entendîmes, approxima-
« tivement vers le Nord, un tonnerre.. Mais, à peine cinq secondes après, nos che-
« vaux s'arrêtèrent, tendant leurs membres à l'extérieur pour prendre une attitude
« plus stable et regardant fixement, avec effroi. Alors nous sentîmes soudain un vif
« mouvement vertical, suivi d'un autre horizontal si décidé que nous vîmes la route
« et le sol environnant se mouvoir d'environ un mètre de chaque côté de la tête
« de nos chevaux qui nous servait de repère d'observation et de comparaison...

tersburg, 1865). — (10) Note sur les tremblements de terre ressentis en 1862 (*Bull. Ac. r. de Belgique*, XVI. Bruxelles, 1864). — (11) *Id.*, 1865; (XIX, 1867). — (12) Die Erdbeben der Jahre 1867 und 1868 (*Mitth. d. k. k. geogr. Ges. in Wien*, XII, p. 204). — (13) The Cachare earthquake of january 10th 1869 (*Mem. geol. Survey of India*, XIX, part 1. Calcutta, 1882). — (14) Note sur les tremblements de terre en 1869 (*Bull. Ac. r. de Belgique*, XXII, p. 104. Bruxelles, 1871). — (15) Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss., mat.-naturwiss. Cl.*, LXXXVIII. Wien, 1883). — (16) The earthquakes of Nueva-Vizcaya, Philippine Islands (*Trans. seism. soc. of Japan*, IV, p. 38. Yokohama, 1882). — (17) The Charleston earthquake of August 31. 1886 (*Ninth Ann. Rep. U. S. Geol. Survey*, p. 88. Washington, 1888). — (18) Recent seismological investigations (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, n° 19. Tokyo. 1904). — A note on the great earthquake of october 28th 1891 (*Seism. journ. of Japan*, I, p. 127. Yokohama, 1893). — (19) Intorno ai fenomeni sismici osservati nell'isola di Zante durante il 1893 (*Ann. d. Uff. c. di Met. e di Geodin.*, XV, parte I. Roma, 1893). — (20) Die zwei grossen Erdbeben in Locris am 8/20 und 15/27 April 1894 (*Z. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, XXIX, p. 409. 1894). — (21) Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, XLVI, 411. Wien). — (22) Report on the great earthquake of 12th june 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, XXIX. Calcutta, 1899). — (23) *In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens* (Stuttgart, 1904). — (24) (*Bull. du comité centr. séismique permanent de l'Ac. imp. des sc. de Saint-Pétersbourg*; Oct.-nov. 1902, p. 34. En russe).

« En même temps le sol s'enfla et, tout le temps du mouvement, s'ouvrait et se « refermait en une multitude de petites crevasses d'un à trois millimètres de « large, au travers desquelles l'eau des mares tombait. Tout cela était accompa- « gné d'un bruit particulier, produit par l'ondulation et par le mouvement des « buissons et des cannes formant les clôtures des habitations, se balançant et se « choquant les unes contre les autres. »

Le récit du colonel Roudanovsk, témoin oculaire du tremblement de terre d'Andidjane (Turkestan russe) du 16 décembre 1902, se distingue entre tous par la vivacité des impressions.

« Il était à la chasse à 6 verstes de la ville, lorsqu'il fut arrêté par une cre- « vasse qui s'ouvrit à ses pieds au commencement du tremblement de terre. Il « fut jeté à terre par le choc, et de la crevasse s'éleva à trois ou quatre sajènes « de hauteur (1 sajène : 21 cm.) une colonne d'eau, de sable et de boue. Puis, « elle se referma et devant elle, à quelque distance, s'en ouvrit une autre d'où « jaillit une semblable colonne : elle se referma et une troisième s'ouvrit de « même, un peu plus loin en avant ; il en sortit aussi une masse sombre, et ainsi « des autres successivement. »

Ici l'ondulation du sol manquerait, du moins n'en est-il pas question explicitement.

A Manipour, à l'est de l'Assam, au désastre du Cachar du 10 janvier 1869, l'agent politique, R. Brown, voyait le sol s'élever et s'abaisser en vagues d'environ trois pieds de haut, phénomène tout semblable à celui qui provoquait, au camp d'Assaloo, l'étonnement du capitaine Godwin-Austin, lorsqu'il voyait

« le chemin que suivaient les vagues en passant sur les flancs couverts de forêts des « montagnes voisines, comme si les arbres y avaient été courbés par un vent « violent. »

Ces violents mouvements des arbres qui s'entrechoquent et brisent leurs branches les unes contre les autres sont assez fréquemment relatés, et ne doivent pas être confondus avec celui qui leur est communiqué par les ébranlements séismiques ordinaires transmis à la base de leurs troncs et les fait osciller comme des pendules renversés.

C'est le grand tremblement de terre de l'Assam, du 12 juin 1897, qui fournit le plus intéressant faisceau d'observations difficilement discutables. Au rapport de F. H. Smith du *Geological Survey of India* :

« La surface de la terre vibra visiblement à Shillong, *comme si le sol était de* « *molle gelée.* »

Dans la même ville, voici ce que rapporte un autre observateur :

« Les mouvements me semblèrent être distinctement horizontaux et ondula-
« toires et la surface de la terre présentait l'aspect d'une mer secouée par la
« tempête, avec cette différence que les ondulations étaient infiniment plus ra-
« pides que celles qu'on a jamais vues en mer; la profondeur de chaque vague
« me parut varier de un à trois pieds.... »

Mercer, « superintendant » des télégraphes, et son assistant Parrott sont plus explicites encore s'il est possible, dans la description de ce qu'ils virent à Atrabari, district de Mymensingh:

« Le choc parut venir du S.W. et, en regardant dans cette direction, nous
« vîmes une série d'ondes terrestres sur la surface du sol s'approcher comme les
« volutes de la mer le long d'une côte, et lorsqu'elles passaient, nous avions de la
« difficulté à nous tenir debout, mais aucune n'atteignait l'intensité de la première
« qui nous avait renversés. A ce moment, il pleuvait et, sans boussole, je mar-
« quai l'alignement d'un bouquet d'arbres avec le lieu où nous nous trouvions
« pour le retrouver le lendemain au lever du soleil; j'en conclus que les vagues ve-
« naient du S.S.W..... »

Il faut noter que Mymensingh est au S. W. de l'Assam, c'est-à-dire que les vagues venaient de la direction opposée à la zone épicentrale. La difficulté d'expliquer un fait aussi paradoxal ne doit pas suffire à faire nier la réalité d'une observation qui, par ailleurs, paraît avoir été faite avec la plus grande attention. On ne peut qu'invoquer l'effet de réflexions contre quelque massif solide, caché sous la plaine. Au surplus, le tremblement de terre de Charleston a fourni une observation beaucoup plus étrange encore: les vagues venaient simultanément du S. W. et du N. W. et traversant la rue diagonalement elles s'intersectaient entre elles. Le même narrateur continue:

« Comme les vagues en question s'affaissaient, le sol commença à se fendre à
« nos pieds et une longue crevasse apparut dans une direction à angle droit avec
« la direction générale des vagues. Ne sachant pas ce qui allait nous surprendre,
« nous quittâmes le jardin pour aller sur la route et nous vîmes une série de
« geysers fondre sur une vaste surface, éjectant de l'eau et du sable, et dont j'es-
« timais la plus grande hauteur à quatre pieds. »

Le Rev. O. O. Williams rapporte au bungalow de la mission de Cachar:

« Me trouvant dans la salle de réception, je vis distinctement le plancher
« onduler, et mon impression est que la longueur de la salle était occupée par
« cinq ou six vagues. »

Enfin le capitaine Gurdon, dans un rapport officiel au commissaire en chef de l'Assam, écrivait de son camp de Nalbary:

« Je désirerais attirer votre attention sur ce fait que les vagues terrestres « étaient distinctement visibles de l'habitation située près des grands champs de « riz, On pouvait voir les vagues se suivre à intervalles, et le riz s'élever et « s'abaisser à mesure qu'elles progressaient. Ce spectacle était extraordinaire « et intéressant. »

Oldham, qui rapporte toutes ces observations, dit en avoir reçu de nombreuses autres, écrites ou verbales, toutes d'accord pour relater de visibles ondulations du sol. Différents rapports estiment leur longueur à 8 ou 10 yards et leur hauteur à 1 ou 3. Il est probable, pense Oldham, que les plus forts des premiers chiffres et les plus faibles des seconds sont les plus rapprochés de la réalité. On peut donc, pense-t-il, prendre trente pieds de long et un pied de haut comme une bonne moyenne, tout en admettant qu'il ait pu y avoir des vagues plus courtes et plus hautes.

Une observation à peu près unique en son genre jusqu'à présent, à notre connaissance du moins, est celle rapportée au tremblement de terre de Zante du 17 avril 1893 : un témoin, Candachiti, se trouvait au moment du choc à Lurin, point d'où la mer n'est pas visible, cachée qu'elle est par un mouvement de terrain ; cependant il l'aperçut nettement pendant le court instant de la secousse.

A Tacna, le 13 août 1868, on a vu les toits s'élever et s'abaisser comme un drap fortement tendu que l'on fait onduler.

Non seulement les vagues séismiques ont été nettement vues et leurs dimensions assez approximativement évaluées, mais encore il leur est arrivé de rester imprimées sur le sol, qui n'a pas eu l'élasticité nécessaire pour revenir à sa forme première ; elles s'y sont littéralement figées. C'est ce que rapporte Dairoku Kikuchi pour le tremblement de terre du Japon central le 28 octobre 1891, qui en laissa la trace dans des terrains mous sous la forme d'ondulations ou de bourrelets restés en relief après l'événement, mais que les intempéries ont rapidement fait disparaître. On en connaît un autre exemple, décrit d'une manière beaucoup plus précise par Sapper, à l'occasion du tremblement de terre du 18 avril 1902 dans le Guatémala. Au témoignage de List, directeur du chemin de fer d'Ocos, on put suivre près de ce port des séries d'ondulations parallèles du sable de la plage sur une longueur d'environ un mille. Elles avaient leur pente la plus abrupte du côté de la terre, alors que le séisme avait probablement eu son origine en mer, en quelque point du Pacifique. Leur direction était celle même du rivage. Mais, fait bien plus remarquable, le wharf, soutenu par des colonnes métalliques, avait pris, lui aussi, une forme ondulée sur les six septièmes de sa longueur

totale de 348 pieds. Le milieu de la construction s'était affaissé de deux pieds et les ondulations dont il s'agit avaient en moyenne de 25 à 30 mètres et une hauteur ou profondeur de 25 à 30 centimètres. Un effet tout semblable s'était aussi produit au pont du chemin de fer jeté non loin sur le Rio Ocos. Ici le phénomène avait imprimé sa trace de façon indélébile, et la nature avait été ainsi prise sur le fait. Ces dimensions se rapprochent sensiblement de celles indiquées plus haut. Il n'a malheureusement pas été pris de photographie du



Fig. 163. — Pont aux environs de Rangpur, bombé par le tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

wharf d'Ocos, mais on peut, sans doute, y suppléer par la vue d'un pont que le tremblement de terre de l'Assam a gondolé près de Rangpur, le 12 juin 1897. Il semble, en effet, qu'il s'agisse là d'un effet analogue, quoique Oldham n'ait point émis cette opinion. Elle est d'ailleurs discutable il faut bien le reconnaître, et un effet de compression du sol, comme au tremblement de terre du Béloutchistan du 20 janvier 1892, peut suffire à expliquer le phénomène dans ce second cas.

Si l'on est à peu près fixé sur les dimensions des vagues séismiques visibles, on n'a guère que d'imprécises estimations sur leur période T et leur vitesse V de propagation. Néanmoins, de bonnes raisons font

croire que leur période, assez lente, est notablement supérieure à une seconde et que leur longueur l est comprise entre 20 et 40 mètres, Prenant pour fixer les idées, $l = 20$ m. et $T = 5''$, on a :

$$V = \frac{T}{l} = 4 \text{ mètres par seconde}^{1}.$$

Cette vitesse est excessivement faible par rapport à celle des ondes séismiques proprement dites, et elle le restera si l'on fait varier l et T dans les limites que leur assignent les observations précédemment rapportées. Il y a là un hiatus considérable dans la gamme des vibrations séismiques et, dans ces conditions, il est difficile de croire que ces vagues ne constituent pas un phénomène de nature spéciale et différente. Elles ne peuvent guère émaner directement du foyer d'ébranlement, et il faut les considérer comme une manifestation toute locale, que doivent favoriser certaines circonstances de la surface du sol, là où elles se produisent, et qui prend naissance comme conséquence du mouvement séismique de nature élastique des violents tremblements de terre propagé au sein des roches solides et résistantes du sous-sol.

Il s'agit maintenant de déterminer ces conditions favorables. Or, toutes les observations précédentes ont été faites dans des localités au sol mou : alluvions, lehms, cailloutis, sables, etc. Cette remarque est de la plus haute importance, car elle donne, sans aucun doute, la clef du phénomène, en se reportant à l'explication qu'en donne Dutton :

« Cette sorte de vagues est évidemment incompatible avec les conditions de rigidité d'un milieu solide. Mais si le milieu est, en quelque degré, visqueux, des ondes, résultant de la composition du mouvement séismique avec le mouvement vertical de la pesanteur, deviennent possibles, mais avec les restrictions que rend nécessaire le degré de viscosité. Si, au contraire, le milieu se rapproche des conditions de l'état solide, de telles vagues seraient, dès leur production, bien vite, sinon même instantanément, éteintes par l'absorption qu'elles subiraient et par la transformation de leur force vive en travail de friction intramoléculaire. A mesure que la viscosité fait rapprocher le milieu de l'état liquide, en même temps aussi peuvent se maintenir ces vagues appelées gravifiques, pour rappeler qu'elles sont dues à la pesanteur. »

On voit, dès lors, pourquoi les vagues séismiques visibles, ou gravifiques, ne se produisent qu'en sols mous.

[1] Omori. On seismic instruments (*C. R. première conf. séismol. intern. de Strasbourg*, Annexe B, II, p. 236. Leipzig, 1902).

Les géographes allemands appellent *Triebsand* [1] tout sable qui a absorbé plus d'eau qu'il n'en pourrait contenir par simple capillarité et qui s'est transformé en une sorte de bouillie liquide ; suivant la dimension des grains, son volume s'en est augmenté de 5 à 20 p. 0/0 par rapport au volume du sable déposé. Il en résulte un état physique très particulier, dont les propriétés spéciales jouent un rôle considérable dans les mouvements des dunes et des sables du bord de la mer ; et il est très légitime de penser que cet état de choses peut et même doit intervenir dans la production des vagues séismiques visibles. Les séismologues devront porter leur attention de ce côté.

Il faut se garder de confondre les vagues séismiques gravifiques avec les longues ondulations décelées par les appareils séismographiques et qui se propagent à d'énormes distances. Les premières supposent un mouvement vertical de grande amplitude, auquel ne résistent ni le sol qui se fissure et se désagrège, ni les édifices qui s'écroulent sur leur passage. Elles ont donc une importance capitale dans l'étude des effets des grands tremblements de terre et, sans doute, elles sont un facteur efficace dans la production des dommages.

Il n'est peut-être pas improbable que les nausées, ou le mal de mer, souvent relatés [2], trouvent leur origine dans les vagues gravifiques. Les personnes particulièrement nerveuses en sont du reste seules affectées. Ces symptômes ne coïncident pas exclusivement avec ces vagues des tremblements destructeurs ; mais on peut, avec certaine vraisemblance, suggérer que par des séismes d'intensité moindre, les vagues gravifiques, sans cesser d'exister dans les circonstances favorables reconnues plus haut, n'ont pas une amplitude suffisante pour devenir visibles et observables. Simple hypothèse pour le moment.

A plusieurs reprises, dans le cours des chapitres précédents, on a eu l'occasion de faire allusion à la théorie de Hobbs sur la genèse des grands tremblements de terre, et de montrer qu'elle permet de rendre compte des contradictions que l'on constatait jusqu'à présent entre les diverses observations. En particulier, toute l'ancienne séismologie reposait sur cette conception erronée que les séismes émanent d'un point, ou tout au moins d'un espace géométriquement très restreint, caractère qui s'appliquait naturellement aussi à l'épicentre. Cette approximation, quoique très grossière, a

[1] Soeknik. Triebsandstudien (*Schr. d. phys.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. P.*, XLV, p. 37, 1904).

[2] Milne. Earthquake varieties and earthquake duration (*Brit. Ass. for the adv. of sc.*, Dover meeting, 1899, n° IV, p. 65).

rendu cependant de très grands services, mais, maintenant que les appareils séismographiques ont atteint un degré de perfection que l'on ne pouvait soupçonner naguère et qui n'a même pas dit son dernier mot, cette manière de voir a fait son temps ; le fait que le mouvement séismique résulte de l'ébranlement simultané de grandes surfaces, en un mot de vastes compartiments de la marqueterie terrestre, doit être introduit dans toutes les théories séismologiques, qui vont se trouver transformées par la disparition définitive de l'épicentre. Jusqu'à présent, ni les théoriciens, ni les expérimentateurs n'ont tenu compte de cette modification fondamentale ; mais il est certain qu'ils vont être obligés de s'y résigner, les difficultés qui proviennent de cet irrémédiable désaccord entre la réalité et l'hypothèse de l'épicentre ne faisant que s'accentuer, avec les progrès incessants des observations sur lesquelles ils s'appuient. Une ère nouvelle de la séismologie s'ouvre donc de ce chef et, en ce qui concerne l'expérimentation, un autre changement tout aussi important est précisément en train de se produire par l'élimination de plus en plus parfaite des mouvements propres des pendules au moyen de l'amortissement. C'est donc au même moment, pour ainsi dire, et par un heureux hasard, que la séismologie géologique et la séismologie physique parviennent à un progrès simultané, dont les conséquences futures sont incalculables pour l'une et l'autre et ne contribueront pas peu à réaliser leur accord si désirable, mais qu'on est encore si loin d'avoir atteint.

La théorie de Hobbs[1] trouve ici sa place, après l'étude des effets géologiques des tremblements de terre.

On ne peut pas dire qu'elle est absolument nouvelle, puisqu'on a vu, à propos de l'épicentre, que déjà anciennement un certain nombre de tremblements de terre avaient été signalés comme s'étant produits simultanément sur de grandes surfaces, ébranlées d'un seul coup et en bloc; et la conception des lignes épifocales de Harboe, quoiqu'inacceptable dans les termes où elle a été énoncée, conduisait au même résultat. C'est, d'ailleurs, à tort qu'on emploie ici le mot de théorie, car, au fond, il ne s'agit que de conséquences de la pure observation, ce qui lui enlève *a priori* tout caractère hypothétique. Le géologue américain y est parvenu à la suite de longues recherches de physiographie géographique et géologique[2], poursuivies surtout

[1] On some principles of seismic geology (*Beiträge zur Geophysik*, 1906, VIII, p. (219). — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and northeastern Sicily *Id.*, p. 293).

[2] The Newark system of Pomperaug Valley, Connecticut (*21st Ann. Rep. U. S. geol. Survey*, part III. Washington, 1901). — Still rivers of western Connecticut (*B. Geol. Soc.*

dans l'Est des États-Unis, et qu'il convient tout d'abord d'exposer succinctement sans avoir pour cela à prendre parti pour ou contre leur bien fondé, car il faut reconnaîtrc qu'elles ont été et sont encore vivement combattues par des géologues autorisés.

D'après Hobbs la structure du Sud-Ouest de la Nouvelle-Angleterre ne s'expliquerait pas sans l'existence de failles dans les couches triasiques dites du système de Newark. Il est certain pour lui qu'elles ont été déformées par un ensemble complexe de failles tant parallèles que se recoupant, d'époques diverses, et que le système de fractures et de joints, qui avait précédé et déterminé celui des failles, était, sans doute, le résultat d'efforts de compression ayant affecté le S.W de la région comme un tout. Hobbs a voulu étendre ces considérations d'abord isolées, et timidement acceptées, sinon même encore rejetées par beaucoup, à tout le reste du système et à la région côtière comprise entre les lacs Érié, Ontario et le fleuve Saint-Laurent d'une part, l'Atlantique d'autre part. Puis il a essayé de montrer par le détail, que tous les traits géographiques et hydrographiques sont étroitement subordonnés aux systèmes de failles, dont ils épouseraient les directions et suivraient le tracé sur le terrain. De ce fait, la physiographie du pays prendrait un aspect tout nouveau. Cette généralisation est d'ailleurs communément contestée par plusieurs géologues autorisés.

Ces considérations ont été susceptibles d'être généralisées ; et, Hobbs[1] se conformant aux travaux de Suess et de von Richtofen, les a étendues à toute l'Asie orientale, des Kouriles aux Moluques, où les dislocations jouent un rôle de premier ordre, affectant non plus seulement les formes topographiques comme précédemment dans la Nouvelle-Angleterre, mais encore la structure géographique d'ensemble. Enfin, il a tenté de rattacher les dislocations de cet ordre aux grands systèmes de fractures de l'écorce terrestre, d'une manière hypothétique[2]. Cette seconde extension, malgré sa hardiesse, ne paraîtra peut-être pas exagérée si l'on se rapporte à ce que dit Puiseux[3] des formes polygonales de la Lune, à la surface

of America, III, p. 17. Rochester, 1901). — The geological structure of the south-western New England region (*Amer. Journ. of Sc.*, XVXLIII. p. 437.,— Lineaments of the Atlantic Borderregion (*Eighth intern. Geogr. Congress*, p. 193. New York, 1904).— Examples of joint-controlled drainage from Wisconsin and New York (*Journ. of geol.*, XIII, n° 4, p. 363; May-June 1905).

[1] The tectonic geography of eastern Asia (*American geologist*, 1 04, XXXIV, pp. 69, 141, 214, 283, 371).

[2] The correlation of fracture systems and the evidence for planetary dislocations within the earth's crust (*Trans. Wisconsin Ac. sc. arts and let.*, 1905, XV, p. 15).

[3] Les formes polygonales sur la Lune (*Bull. soc. astron. France*, Novembre 1906, p. 465).

de laquelle les grandes fractures ont joué un rôle considérable dans la formation de son relief, en la découpant en vastes compartiments :

« L'idée qu'une écorce planétaire se soit ainsi divisée, dans une grande partie de sa surface, en compartiments anguleux, doués d'une indépendance relative, sera jugée par quelques-uns nouvelle et aventureuse. Elle ne causera, je crois, aucune surprise aux géologues qui ont approfondi le tracé des failles, le mécanisme des tremblements de terre, la disposition des plateaux anciens antérieurs au dépôt des couches stratifiées, les cas de parallélisme fréquents des chaînes de montagnes. »

S'il est inattendu de voir rechercher à la surface de la Lune des arguments relatifs à la genèse des séismes de celle de notre globe, il n'en reste pas moins que ce trait récemment découvert sur le satellite de la Terre, et qui, peut-être, y a plus d'importance réelle que la multitude des cratères qui le hérissent, prend avec l'astronome français un caractère d'évidence nous permettant de comprendre comment les compartiments terrestres s'ébranlent en bloc, soit au moment où ils se séparent de leurs voisins par l'ouverture des fractures qui découpent la surface terrestre en grandes dalles, soit lorsque, par l'effet du temps et des efforts auxquels ils sont soumis, ils cherchent à retrouver leur équilibre rompu, en un mot à se réajuster avec ceux qui les comprennent entre eux[1]. Il s'agit maintenant de voir comment Hobbs a essayé, pour les tremblements de terre, de justifier par l'observation cette manière de comprendre leur production, que mettent si bien en lumière les intéressantes remarques de Puiseux.

Après avoir soigneusement étudié sur le terrain, et peu de semaines après l'événement, les dommages éprouvés en Calabre le 8 septembre 1905, et s'être reporté à l'histoire des tremblements de terre antérieurs, Hobbs a énoncé un certain nombre de conclusions qui seraient du plus haut intérêt si elles étaient parfaitement conformes aux faits.

1). *Il n'y a dans le groupement des communes endommagées aucun indice d'une relation entre l'intensité séismique et la distance à un ou plusieurs points.*

2). *On remarque une tendance au groupement des communes endommagées suivant des lignes droites, lignes séismo-tectoniques.*

3). *Les lignes séismo-tectoniques trahissent une relation avec les*

[1] Voir Hirtz. Reproduction expérimentale de plissements lithosphériques (*C. R. Acad. Sc.*, 24 décembre 1906).

limites géologiques, les lignes de côtes, les limites des massifs montagneux et d'autres linéaments de la structure terrestre.

4). *Les communes les plus endommagées sont très généralement à l'intersection, ou près de l'intersection des lignes séismo-tectoniques.*

5). *Les lignes séismo-tectoniques coupent souvent les lignes volcaniques (volcano-tectoniques) aux évents mêmes.*

6). *Les lignes séismo-tectoniques montrent une tendance évidente au parallélisme.*

Aux tremblements de terre calabrais du 16 novembre 1894 et du 8 septembre 1905, les enquêtes officielles ont montré que, dans aucun cas, les dommages ne manifestent une tendance à décroître autour d'un point, ou même d'une aire plus ou moins limitée ; ils sont nettement localisés sur certaines lignes, à une très petite distance desquelles, un mille au plus, ils perdent tout caractère de gravité. Ces lignes ne sont pas quelconques, et correspondent à des linéaments bien définis de la surface terrestre. Tel serait le double fait d'observation capital pour ces tremblements de terre.

Hobbs passe ensuite rapidement en revue tous les grands tremblements de terre que l'on sait avoir été accompagnés de la formation de failles, et que la *Géographie séismologique* a donnés à connaître dans l'étude particulière de chaque pays. De ces faits, il tire des conclusions d'ordre général :

1). *Les dislocations superficielles notables de la surface terrestre ne se produisent que par des tremblements de terre et le rejet présente quelque rapport avec la grandeur de la dislocation.* Il faut, sans doute, ajouter avec l'intensité du séisme.

2). *Les dislocations sont généralement de deux ordres, celles de premier ordre n'ayant pas, jusqu'à présent, dépassé le nombre de trois* (12 juin 1897 dans l'Assam), *tandis que les autres peuvent être souvent fort nombreuses.* C'est en somme la distinction faite plus haut entre les failles et les fissures.

3). *Les dislocations séismiques sont des failles normales dont le pendage approche de la verticale.*

4). *Un déplacement latéral considérable le long des plans de dislocation a été parfois observé et semble probable dans d'autres cas.* Cela s'est notamment produit sur une très vaste échelle, le 18 avril 1906, lorsqu'au tremblement de terre de la Californie, une faille côtière de plusieurs centaines de kilomètres de long a rejoué avec un déplacement latéral mesuré qui a dépassé 6 mètres.

5). *Les mouvements de l'écorce qui se manifestent à la surface ter-*

V. Ligne de l'Hudson et du lac Champlain.
VI. Ligne des Montagnes Vertes.
VI'. Ligne du Connecticut.
VII. Ligne de Franconia.
IX. Ligne du Kennebec.
X. Ligne du Penobscot.
XIII. Ligne du St. John's.

LINÉAMENTS N.E.–S.W.

F. Ligne du Saint-Laurent.
H. Tronçon Nord de la « Fall Line »
I. Tronçon Sud de la « Fall Line »
J. Côte de la Caroline.

LINÉAMENTS N.W.–S.E

1. Bas Connecticut
3. Delaware.
4. Susquehanna.
5. Potomac.
7. Roanoke.
8. Kanawha.
9. Cincinnati-Abington.

AUTRES LINÉAMENTS

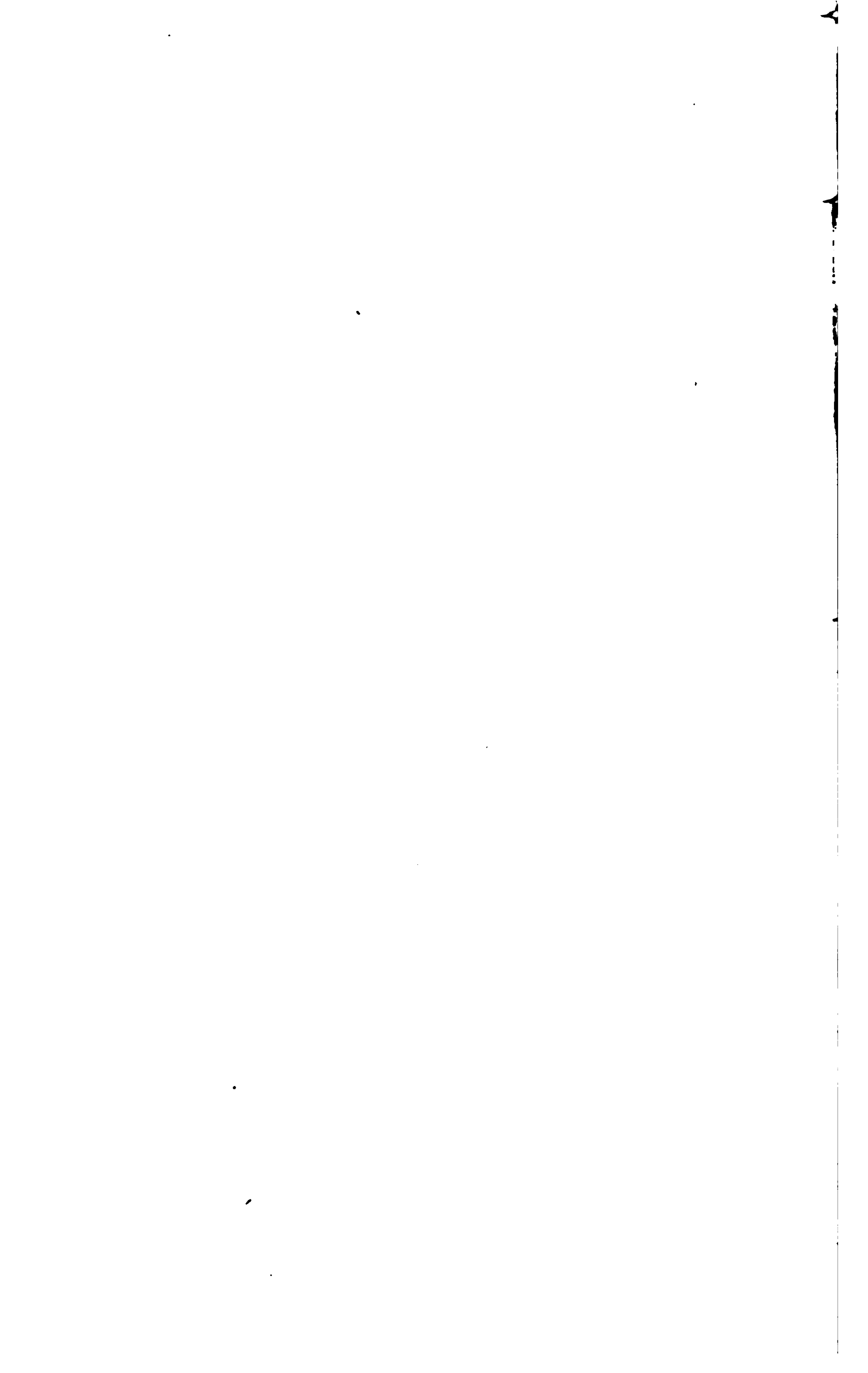
a Côte à Rias.
b Long Island Sound.
Θ Mohawk-Deerfield.
Φ Limite d'affleurement du Newark.
ω Ohio.

SUPPLÉMENT (1906)

ϒ Boston-Augusta.
Σ Côte du Maryland.
τ Buffalo-Summerville.
Δ Quebec-Elmira.
η Côte du Maine.
G Vallée de la Shenandoah
d Ottawa River.
a Erie-Wilmington.
b Rochester-Cap Hatteras.
10 Charleston-Louisville.
λ New York-Hamilton.
Π Knoxville-Lynchburg.
c Cleveland-Newburyport.
e Murphy-Raleigh.
α Cincinnati-Dalton.
β Huntington-Portsmouth.

× Chocs sentis en mer le 31 août 1886.
Épicentres.

(P. 448-449)



restre au moment d'un tremblement de terre paraissent dus à l'ajustement des compartiments individuels à leur position d'équilibre.

C'est cette dernière conclusion qui renferme en elle-même toute la nouvelle manière de voir, relativement à la genèse des tremblements de terre en opposition avec l'ancienne notion d'épicentre et en constitue le point fondamental, qu'il s'agit maintenant d'exposer plus en détail.

Si l'on prend certaines des cartes séismiques de la *Géographie séismologique*, il est possible d'y trouver des lignes structurales en coïncidence avec des lignes passant par un plus ou moins grand nombre de centres apparents d'instabilité. Hobbs a fait cette constatation pour l'Écosse, les Antilles, la Suisse, les Pays-Bas et le plateau rhénan. Ce n'est pas là user d'un procédé essentiellement différent de celui que nous avons employé dans cet ouvrage, pour rendre compte par des raisons géologiques de l'existence des centres séismiques; mais le géologue américain lui a donné beaucoup plus d'extension que nous ne l'avions fait nous-même, désireux que nous étions de ne pas prêter le flanc à la critique en utilisant des coïncidences seulement probables. Il entrait, d'ailleurs, dans notre plan de faire accepter la thèse de la genèse géologique générale des tremblements de terre bien plus par une évidence d'ensemble qu'au moyen de vérifications de détail souvent discutables. Le procédé exige la plus grande prudence, et autant les déductions sont solides lorsqu'un alignement de centres séismiques correspond exactement à un accident géologique reconnu, en un mot à une ligne structurale bien définie géologiquement, géographiquement ou topographiquement, autant elles sont illusoires, dangereuses même, quand l'alignement n'a sur la carte qu'une existence purement géométrique, ce qui ne manque pas de se présenter si on pousse trop loin l'application de la méthode.

Ces réserves faites, il faut bien reconnaître que, pour les pays étudiés dans ce sens par Hobbs et mentionnés plus haut, un grand nombre de coïncidences se produisent avec des lignes structurales importantes, mais un aussi grand nombre, si non même un plus grand nombre avec des traits géométriques sans aucune signification sur le terrain. La superposition de la carte séismique du littoral atlantique des États-Unis et de celle de ses *linéaments* qu'Hobbs avait établie antérieurement, et surtout, — c'est ce qui importe le plus, — indépendamment de toute étude des tremblements de terre, montre un tel nombre de coïncidences qu'il faudrait bien concéder avec quelle force s'imposerait, dans ce cas particulier, une étroite relation entre les deux éléments de comparaison si, conformément aux

idées du géologue américain, ces lignes ont une signification structurale ; mais là est justement la question controversée. Ici, nous ne voyons pas moins de 40 linéaments à signification géologique ou géographique, plus ou moins bien caractérisée, se superposer à des alignements de foyers séismiques. Sans doute l'importance réelle des uns et des autres varie considérablement ; mais l'ensemble resterait saisissant n'était cette objection capitale.

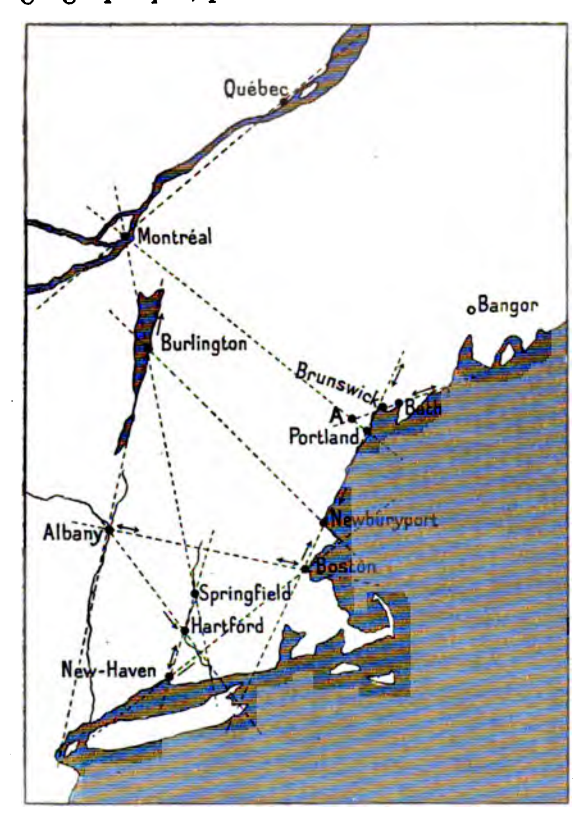


Fig. 165. — Directions du tremblement de terre du 20 octobre 1870 (Nouv. Angleterre).

La carte analogue dressée pour le Moyen Mississipi, célèbre par les tremblements de terre de New-Memphis, est encore plus discutable, le savant américain ayant même négligé de fournir la définition structurale de beaucoup des alignements séismiques.

Hobbs fait aussi usage pour la Nouvelle-Angleterre d'un autre argument, mais qui ne nous semble pas plus probant que celui des coïncidences. Il reporte, en effet, sur une carte de détail les directions signalées en certains points de l'aire d'ébranlement du tremblement de terre du 20 octobre 1870 [1]. Ces directions sont parallèles aux linéaments structuraux passant par les mêmes localités. Hobbs en conclut que le mouvement séismique se propage mieux le long des linéaments que partout ailleurs, et cela viendrait à l'appui de la répartition des dommages le long d'étroites zones de part et d'autre des linéaments. Avec ce que l'on sait maintenant du peu de confiance qu'il y a lieu d'accorder à

[1] Rockwood. Recent american earthquakes (*Am. Journ. of Sc.*, XIX, pp. 125, 878).

l'objectivité des observations de direction définie d'un tremblement de terre, les coïncidences, sans doute fortuites, ainsi rencontrées à l'occasion de ce séisme de la Nouvelle-Angleterre, ne peuvent servir à établir aucune déduction solide de ce genre.

Heureusement, les tremblements de terre de la Calabre sont venus fournir à Hobbs une démonstration expérimentale d'une toute autre valeur. En voici le fait fondamental : la même liste de

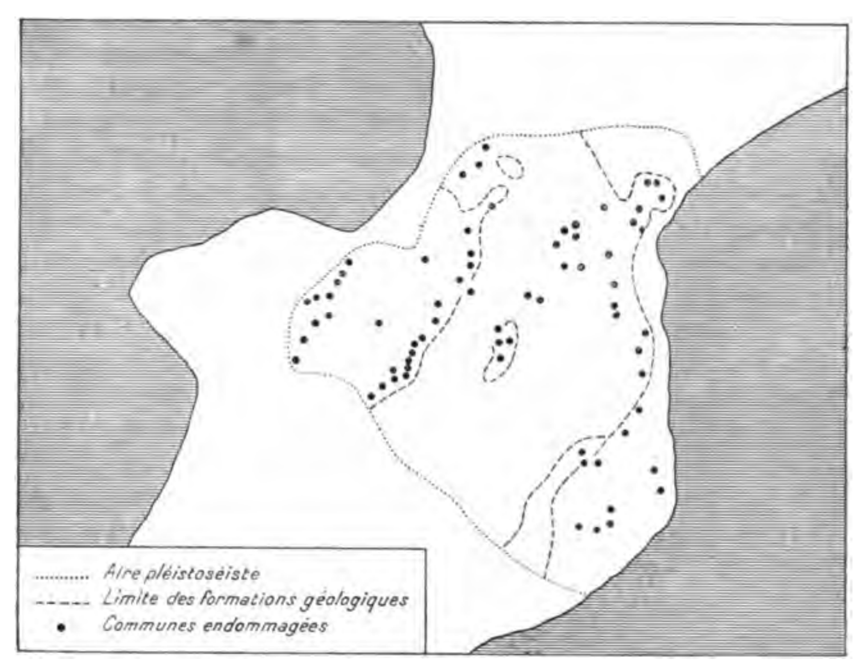


Fig. 166. — Séries des communes toujours dévastées par les grands tremblements de terre des Calabres.

communes endommagées peut, à quelques détails près, servir pour les cinq tremblements de terre destructeurs des 27 mars 1638, 5-6 novembre 1659, 17-20 février 1783, 16 novembre 1894 et 8 septembre 1905, dont les aires pléistoséistes se sont toutes étendues sur le sud de ce qu'on appelle le détroit de Catanzaro, là où la vallée du Mesima sépare le grand massif granitique et cristallin du Pecoraro de celui moins important de Briatico. Non seulement les communes endommagées ont été les mêmes aux cinq tremblements de terre, mais encore elles s'alignent en trois séries, au pied du flanc oriental du Pecoraro et le long des bords des deux versants de la vallée du Mesima, que remplissent des sédiments divers, surtout tertiaires. Ce sont là évidemment trois lignes structurales très importantes, à

la fois géologiques et topographiques, on ne saurait le nier. Ainsi, tous ces tremblements de terre correspondraient, au premier examen, à un mouvement séismique dont l'intensité aurait chaque fois atteint son maximum le long de ces trois lignes. Il semble donc légitime de conclure qu'à chacun de ces événements, deux compartiments de l'écorce terrestre, à savoir la vallée sédimentaire du Mesima et le massif granitique et cristallin du Pecoraro, se sont mus en bloc le long de et entre leurs accidents-limites. Mais une difficulté se présente : il n'y a pour ainsi dire de lieux habités, et, par suite, d'édifices ou d'habitations à renverser, que sur ces trois lignes ou zones étroites, sur lesquelles s'est condensée la population pour des raisons agricoles et de sécurité au moyen âge, d'ailleurs parfaitement reconnues par Hobbs. Il suffit, pour s'en convaincre, de consulter la feuille 246 (Cittanova) de la carte au 1 : 100.000 de l'état-major italien. Le mouvement d'ensemble ne résulte donc pas de cette remarquable répartition des dommages, mais bien seulement de ce que ces derniers ne suivent pas de loi de décroissance à partir d'un centre, ou d'une aire restreinte, ce qui n'enlève rien à la réalité des observations de Hobbs, puisqu'en Calabre aussi, de même que dans la Nouvelle-Angleterre, les lignes séismiques et tectoniques montrent une remarquable tendance à coïncider entre elles du moins pour celles de ces dernières qui ont une réalité sur le terrain, ce qui n'est pas le cas d'un grand nombre de celles admises par ce géologue. On sait aussi que les dégâts s'aggravent le long des accidents géologiques ou des lignes séparant les terrains de cohérence inégale.

A la fin de 1906, Mercalli a été chargé par le gouvernement italien de coordonner les enquêtes faites sur le tremblement de terre des Calabres du 8 septembre 1905 ; il sera donc intéressant de confronter ce qu'il en dit, dans une note préliminaire [1], avec les observations sur lesquelles Hobbs a partiellement basé sa théorie. Le savant séismologue italien regarde le foyer de ce séisme comme *singulièrement* profond, par cette raison qu'il a été enregistré aux stations les plus éloignées. Ce motif est insuffisant, car c'est là un fait très général, qui ferait étendre cette conclusion aux nombreux tremblements de terre capables de se manifester comme téléséismes mondiaux. Mercalli estime aussi que les modifications produites par le séisme en question n'ont intéressé que les terrains superficiels

[1] Sur le tremblement de terre calabrais du 8 septembre 1905 (*C. R. Ac. Sc.*, CXLIV, p. 110, 1907. — Alcuni risultati ottenuti dallo studio del terremoto calabrese dell' 8 settembre 1905 (*Atti Acc. Pontiniana*, XXXVI, n° 8, Napoli, 1906).

tertiaires et quaternaires, parce que les perturbations de la circulation souterraine ont été, en général, de courte durée. Il semble préférable, à notre avis, d'en conclure que le ou les blocs terrrestres mis en mouvement étaient superficiels et limités à ces terrains, de part et d'autre du massif du Pecoraro resté relativement immobile. Passant sur la question si peu probante de la propagation à longue distance, les opinions de Mercalli et de Hobbs ne sont pas tout à fait inconciliables si l'on observe que le premier a, de la répartition des dommages et de l'étude des phénomènes séismiques accessoires, conclu à l'existence de deux épicentres à peu près simultanément actifs, l'un près de Monteleone, l'autre dans le Sud-Ouest de la haute vallée du Crati. Il est clair que la complexité introduite dans ces manifestations par la complication même de circonstances géologiques locales a pu empêcher d'apparaître en toute évidence la simultanéité de l'ébranlement des compartiments déplacés; mais c'est un acheminement vers l'interprétation des phénomènes observés donnée par Hobbs que de supposer deux épicentres. Dans une étude générale sur un certain nombre de grands tremblements de terre modernes, Davison[1] est aussi arrivé pour quelques-uns d'entre eux à conclure à l'existence de deux épicentres d'activité à peu près simultanée et il y a tout lieu de penser que la théorie de Hobbs rend encore mieux compte des observations qu'il s'agit d'expliquer.

Harboe [2] a récemment donné une forme nouvelle et particulièrement heureuse à sa théorie des lignes épifocales. En considérant dans les pays scandinaves la répartition des centres d'instabilité et en tenant compte de leur importance relative, il a pu tracer des lignes moyennes de mobilité séismique « *Mittelbebenlinien, Middelskælvlinier* » qui, dans ce cas particulier, coïncident assez bien avec les lignes de changements séculaires de niveau. Les deux phénomènes se trouveraient ainsi en relation effective indéniable. Si cette loi de relation venait à se généraliser, un lien étroit se trouverait établi entre la conception nouvelle de Harboe et les observations de Hobbs et il s'ensuivrait des conséquences d'une importance capitale quant à la théorie tectonique des tremblements de terre.

Le tremblement de terre de San Francisco du 18 avril 1906 paraît être celui qui, de tous les séismes connus, montre la plus étroite répartition des dommages le long d'une zone rectiligne cor-

[1] *A study of recent earthquakes* (London, 1905).

[2] En seismologisk Oversigt (*Geogr. Tidskrift*, XVIII. 1905-06, 288. Kiøbenhavn.)

respondant à une dislocation qui a, de la manière la plus évidente, rejoué d'un seul coup sur plusieurs centaines de kilomètres. S'il en a été de même des dégâts, ce n'est pas parce que le mouvement séismique se serait propagé plus facilement le long de cette bande, mais parce qu'il y a été naturellement plus intense en conséquence de ce fait que le voussoir terrestre avait plus de liberté pour se mouvoir, plus de jeu en un mot, vers ses bords, c'est-à-dire le long de la fracture, que vers son centre ; c'est aussi parce que la dislocation a tout bouleversé et dévasté sur son passage. Cet exemple nous paraît bien plus démonstratif que celui des Calabres, parce que là ne se présente aucune difficulté inhérente à la répartition des lieux habités et que n'interviennent pas des lignes purement géométriques. Ici, l'autre bord du bloc mis en mouvement doit se trouver sous le Pacifique.

La *Géographie Séismologique* fournit d'autres exemples où le mouvement d'ensemble entre des failles est manifeste, tel le séisme du Japon, le 31 août 1896.

Bien des observations anciennes de nature variée peuvent aussi être interprétées dans le sens du mouvement d'ensemble, mais la conception de l'épicentre avait empêché de reconnaître la réalité. C'est à juste titre que les observations de Mallet sont estimées à un haut degré, tant il les exécutait avec soin et minutie, sans manquer d'appliquer des méthodes différentes à la détermination des éléments qu'il se proposait de mesurer. Or, en ce qui concerne l'amplitude et la vitesse maximum d'une particule, il est arrivé aux chiffres suivants (tableau LXII) pour un certain nombre de localités de l'aire pléistoséiste du tremblement de terre de la Basilicate du 16 décembre 1857.

Pour l'amplitude, la décroissance à partir d'un centre ne s'effectue point avec la rapidité que l'on aurait pu et dû supposer, et quant à la vitesse maximum, on a bien plutôt l'impression d'une constance approximative, autant que peuvent la réaliser des observations que leur nature même rend grossières en l'absence de tout appareil séismographique. De ce qu'il ne se rencontre pas dans ce tableau de résultats très divergents, l'on doit conclure au talent d'observateur de Mallet qui était ainsi passé, sans la voir, à côté de la réalité, à savoir une constance approchée des éléments mesurés et qui est toute en faveur du mouvement d'ensemble selon les vues de Hobbs et de ses précurseurs.

Faut-il ajouter ici que les mouvements négatifs et positifs du fond des mers à coraux, tels du moins que les mettent en évi-

dence ces formations d'origine physiologique, ont été mis par Hobbs[1] en relation avec les régions séismiques? Ce point de vue nouveau montre combien de problèmes importants soulève la répartition des tremblements de terre à la surface du globe.

Il est surprenant de voir combien l'idée d'épicentre a fréquemment faussé les conclusions tirées d'observations bien faites, et dont l'interprétation immédiate était le mouvement d'ensemble de tout un

TABLEAU LXII

Variation des éléments du tremblement de terre des Pouilles du 16 décembre 1857 avec la distance

(d'après Mallet).

LOCALITÉS	DISTANCES en milles DE L'ÉPICENTRE supposé.	AMPLITUDE en pouces.	VITESSE maximum en pieds par SECONDE.
Polla	4	2,5	
La Sala	13.4	3,5	
Potenza	17,3		12,3
Pertosa	19,0	4	11,5
Padula.	19,0		12,9
Tramutola	23,8	4,5	
Monticchio. . . .	27,1		11,8
El Barrile	28,2		11,6
Moliterno	29,4		11,8
Viscolione	30,0		11,0
Sarconi	30,8	4,76	9.8

vaste district. Ainsi Abella y Casariego[2], chargé par le gouvernement général des Philippines d'étudier les tremblements de terre de la province de la Nueva Vizcaya en 1881, constate qu'il est impossible de *graduer* l'intensité des mouvements du sol par les distances à un point d'où ils se seraient propagés. Il ne pouvait mieux dire, dans le sens des conclusions de Hobbs. Cette absence de gradation dans l'intensité s'est aussi fait remarquer, dans la même île de Luçon au désastre du 17/20 juillet 1880, à l'occasion duquel Centeno y Garcia[3]

[1] Origin of ocean basins in the light of the new seismology (*The geological Soc. of America. Nineteenth winter meeting. New York City*, December 26/27 1906).

[2] The earthquakes of Nueva Vizcaya (Philippine islands) in 1881 (*Trans. seism. soc. of Japan*, IV, p. 38, 1882).

[3] Abstract of a memoir on the earthquakes in the island of Luzon in 1880 (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1883, V, p. 43).

observa que la rivière Pasig séparait deux districts où l'intensité séismique avait été extrêmement différente.

En résumé, le fait que, par les grands tremblements de terre, les compartiments terrestres se meuvent entre les dislocations qui les limitent, pour retrouver par réajustement leur équilibre rompu ou mal assis, ou qu'ils se brisent le long d'accidents nouvellement ouverts, s'adapte parfaitement à certaines répartitions de dégâts, et en même temps aux coïncidences bien constatées entre les linéaments structuraux et les alignements séismiques. On ne saurait donc prêter trop d'attention aux observations de Hobbs, qui portant le dernier coup à la notion d'épicentre, donnent sur la production des séismes des lumières toutes nouvelles et permettent, ainsi qu'on a eu souvent l'occasion de le dire, d'expliquer beaucoup de contradictions rencontrées dans les observations séismologiques. Mais il faut bien en même temps reconnaître que la démonstration qu'il en donne pèche par la base en conséquence de l'abus qu'il a fait des lignes géométriques sans réalité structurale. Il est très remarquable que ce progrès de la séismologie géologique se produise à l'époque qui voit l'amortissement des appareils enregistreurs des tremblements de terre devenir assez parfait pour faire entrer dans une période, nouvelle aussi, la séismologie instrumentale. C'est donc simultanément que, par deux voix absolument différentes, s'ouvre une ère nouvelle dans l'étude des mouvements séismiques.

CHAPITRE XIV

DES CONSTRUCTIONS EN PAYS INSTABLES

SOMMAIRE : Choix du site. — Sols mous et terrains compacts. — Hauteurs et plaines ou vallées. — Accidents géologiques. — Bords des canaux, des rivières, des escarpements. — Excavations. — Pentes. — Circonstances topographiques. — Reconnaissance séismique d'une ville. — Transfert de villes trop menacées. — Qualité des matériaux. — Modes défectueux de construction.

Avant d'aborder l'étude des effets des tremblements de terre sur les constructions, il est nécessaire d'envisager les conditions générales de l'établissement d'un édifice dans un pays instable, lesquelles se réfèrent au choix du site, à l'emploi des matériaux et aux modes de bâtir qui sont à condamner.

La première préoccupation d'un constructeur doit rouler sur le choix du site et, dès le début, on va se heurter à des difficultés résultant de l'extrême complexité du problème; elles sont si grandes, en effet, qu'après avoir exposé les résultats de la seule observation à cet égard, il vaudra mieux conseiller, le plus souvent, de recourir dans une ville déterminée à l'expérience douloureuse du passé, qui fait connaître les quartiers dangereux et toujours les plus éprouvés, que d'appliquer de vagues règles générales, qui pourraient donner lieu à de graves mécomptes. C'est que le problème a deux faces, et la sécurité tirée des conditions favorables, remplies à l'égard des seules circonstances relatives à la nature propre du terrain à bâtir, peut être facilement contrebalancée, annihilée même par l'effet d'une situation topographique dangereuse. On commencera par examiner l'influence de la constitution du sol.

Toutes choses égales d'ailleurs, il est d'observation courante et ancienne que les sols mous et peu cohérents sont plus dangereux que les terrains compacts et résistants, quoique certains cas particuliers aient parfois permis d'affirmer le contraire. Cette règle est évidente, à cause de l'effet irrésistiblement destructeur des ondes gra-

vifiques dans les premiers, leur amplitude réelle fût-elle assez faible pour qu'elles ne soient pas visibles ou facilement observables.

Lors du tremblement de terre de Charleston du 31 août 1886 [1], le montant des dommages, évalué par une commission municipale nommée à cet effet, a varié considérablement suivant les divers quartiers de la ville, et en grande partie au moins, disent les enquêteurs, suivant la nature du sous-sol. Charleston est bâtie sur une péninsule, comprise entre les rivières Cooper et Ashley, et dont les terrains secs et peu élevés au dessus du niveau des eaux avaient été seuls occupés au XVIII[e] siècle par des constructions, tandis qu'on avait laissé inoccupées les nombreuses indentations de la côte, qu'envahissaient les eaux à chaque marée. Mais, au fur et à mesure du développement de la cité, on a, pour construire, remblayé les terrains bas, qui actuellement ne se distinguent plus extérieurement des autres, et à part quelques exceptions, dues à des différences de constructions, ce fut sur ces terrains rapportés et mal assis que l'on constata les plus grands dommages.

L'aire désastreuse des tremblements de terre des 17 et 20 février 1783 en Calabre comprend tout le versant tyrrhénien de l'Aspromonte, c'est-à-dire tout le bassin hydrographique du Petrace et celui du Vacale, le plus méridional des affluents du Mesima [2]. La catastrophe fut immense dans toutes ces vallées, et tous les villages y furent réduits en monceaux de ruines, où le tracé des rues ne se reconnaissait pas mieux que l'emplacement des édifices. Cette aire s'étendit à tous les terrains tertiaires et quaternaires de la plaine de Gioia, formés de roches hétérogènes peu consistantes, immédiatement superposées au solide substratum cristallin. Dès que l'on abordait, au contraire, les massifs solides de l'Aspromonte, du Jejo et du cap Vaticano, les dommages diminuaient de suite; c'est ainsi que Bagnara perdit plus de la moitié de sa population, tandis qu'à peu de kilomètres de là, Scilla aurait été sauvée par son sous-sol gneissique, n'eût été la vague séismique marine qui succéda au tremblement de terre. Le 16 novembre 1894 les dégâts furent beaucoup plus considérables sur les argiles pliocènes et les alluvions récentes (Mercalli). Baratta [3] a étudié en détail la constitution du terrain sur lequel étaient érigés les édifices renversés à Monteleone

[1] Dutton. The Charleston earthquake of August 31[st] 1886 (*Ninth Ann. Rep. U. S. Geol. Survey*, Washington, 1888-89).

[2] Mercalli. *I terremoti della Calabria meridionale e del Messinese* (Roma, 1897).

[3] Il grande terremoto calabro dell'8 settembre 1905 (*Atti della soc. toscana di sc. nat. Memorie*, XXII. Pisa, 1906).

le 8 septembre 1905, et il est arrivé exactement aux mêmes résultats. On sait donc bien, maintenant, quels sont les quartiers à abandonner dans cette ville si souvent ravagée.

Au rapport du chef du génie de la place de Nice[1], les forts construits sur les terrains homogènes ne souffrirent point le 23 février 1887, tandis que le fort Saint-Jean éprouva des dommages considérables parce qu'il était fondé sur un sol formé de blocs juxtaposés et dont les interstices sont partiellement remplis de matériaux plus menus. Dans la ville même, les dégâts les plus importants se restreignirent aux quartiers neufs, construits depuis 1860 dans un terrain marécageux et alluvionnaire. Le même jour, les couches superficielles argileuses et récentes de Diano Marina, Nice et Menton se montrèrent fort dangereuses, ainsi que les alternances de couches miocènes incohérentes et de calcaires ou de sables compacts comme à Langhe[2]. Dans cet ordre d'idées, ce tremblement de terre nous a donné l'occasion de faire à Nîmes une observation assez intéressante : le tremblement de terre n'a été ressenti dans cette ville qu'à l'intérieur de l'enceinte de la ville romaine, dont le sous-sol creusé et remanié de toutes les manières pendant de longs siècles a perdu toute consistance, tandis que les quartiers modernes n'ont rien perçu.



Fig. 167. — Plan des quartiers dévastés à Monteleone le 8 septembre 1905 (d'après Baratta).

Le tremblement de terre de l'Andalousie du 25 décembre 1884

[1] Extraits de divers rapports du service local du génie sur les effets du tremblement de terre du 23 février 1885 (*C. R. Ac. Sc.*, 1887, I, p. 884).

[2] Taramelli e Mercalli. Il terremoto ligure del 23 febbraio 1887 (*Ann. dell'uff. c. di Met. e di Geodin,*, 1888, VIII, parte IV. Roma).

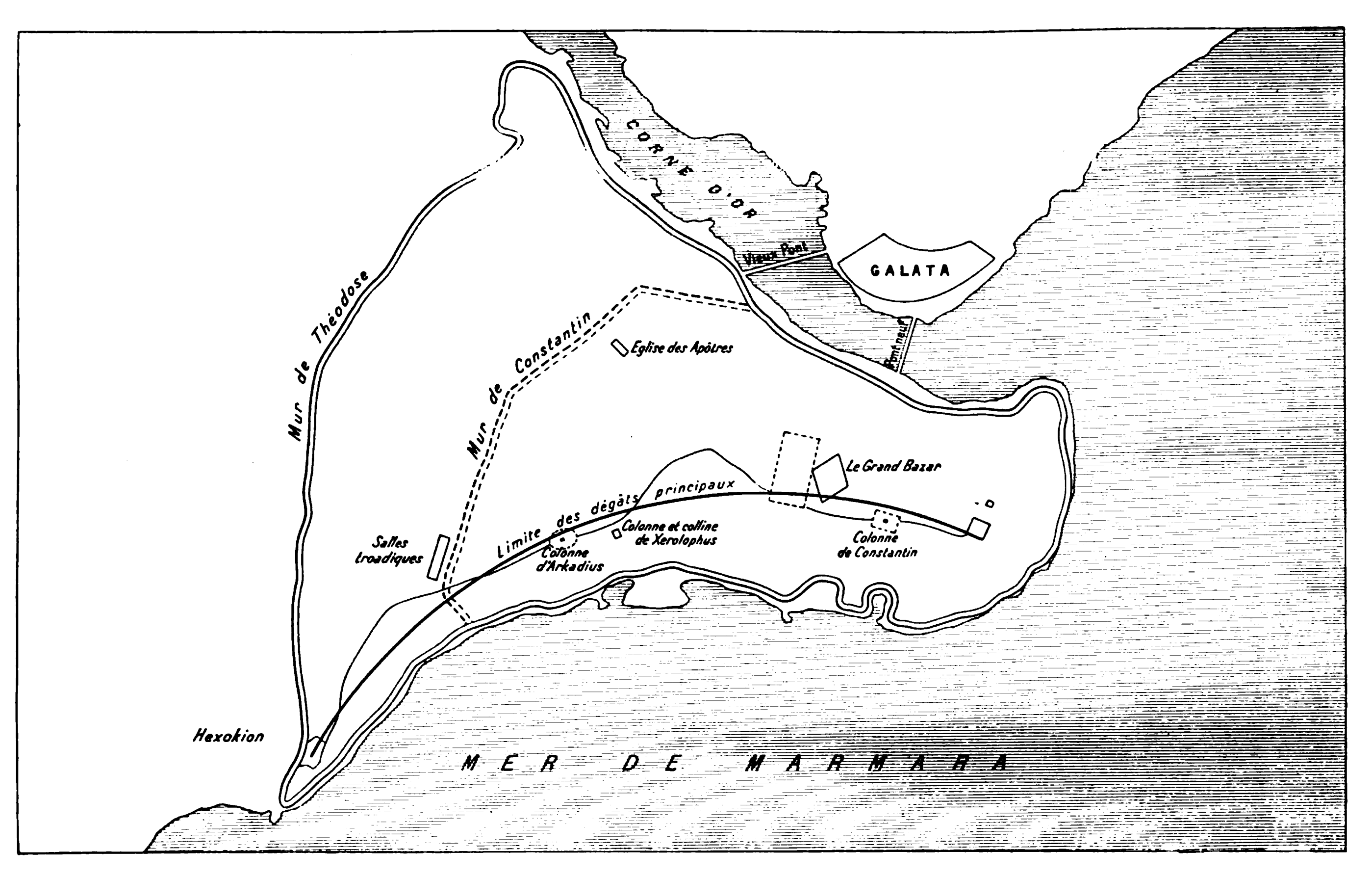


Fig. 168. — Limites moyennes des dégâts séismiques à Constaniinople (d'après Dück).

n'endommagea pas uniformément tous les quartiers de Malaga; les dégâts y furent moindres à l'Est, autour du château de Gibralfaro, sur les schistes paléozoïques, et beaucoup plus accentués à l'Ouest, sur les argiles pliocènes. Tous les villages environnants, quoique plus rapprochés du foyer, souffrirent cependant moins que Malaga, parce qu'ils reposent sur des terrains cristallins anciens. Cártama dut en partie ses dégâts à ses marnes et argiles pliocènes peu consistantes, tandis que Villa Blanchart trouva son salut dans son assise de dolomie compacte[1].

Pilla[2], qui a été un des premiers à étudier rationnellement les rapports entre les effets dynamiques des tremblements de terre d'une

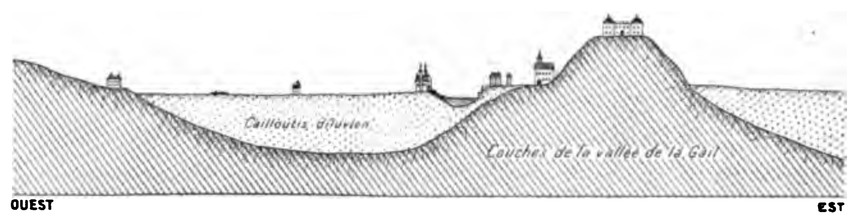


Fig. 169. — Coupe E. - W. de Laibach (d'après Stradal).

part, la forme et la nature du terrain d'autre part, a trouvé qu'au séisme toscan du 14 août 1846, les secousses furent, à parité de circonstances, plus désastreuses sur les roches friables des terrains tertiaire et quartenaire.

Au rapport de Fouqué[3], l'emplacement mauvais de plusieurs des villages de Métélin, bâtis sur des alluvions près de la mer, ou de ceux de la plaine de Calonia, construits sur des produits de la décomposition des trachytes, a été pour beaucoup dans l'aggravation des dégâts le 6 avril 1867.

A Aix-la-Chapelle, lors des tremblements de terre des 18 septembre 1692, 18 février 1796, 24 juin 1877 et 26 août 1878, les dégâts se sont toujours restreints aux quartier du Polytechnicum et de l'Institut des sourds-muets, au N. W. de la ville, sur la craie peu

[1] Taramelli e Mercalli. I terremoti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884 (*Reale Acc. dei Lincei*, CCLXXXIII, 1885-86). — Mission d'Andalousie. Études relatives au tremblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses (*Mém. Ac. Sc. Paris*, XXX, n° 2).

Memoria del comisario regio, nombrado por real decreto del 13 de abril de 1885 para la Reedificación de los pueblos destruídos por los terremotos en Provincias de Granada y Málaga (Madrid, 1888).

[2] *Istoria del tremoto che ha devastato i paesi della costa toscana, il dì 14 agosto 1846* (Pisa, 1846).

[3] Rapport sur le tremblement de terre de Céphalonie et de Métélin (*Arch. missions sc. et litt.*, 2e série, IV, p. 445. Paris, 1868).

compacte, à l'exclusion des quartiers du S. E., élevés sur un solide calcaire dévonien[1].

De l'histoire des tremblements de terre de Constantinople, depuis les temps les plus reculés, Dück[2] a tiré cette très intéressante observation, que les dégâts se sont toujours limités à la partie de la ville comprise entre la mer et l'antique *via triumphalis*, qui s'étend de la Corne d'Or à Sainte-Sophie. C'est à peu près la limite des solides couches dévoniennes du haut de la ville.

A Studena, le tremblement de terre du 27/28 février 1870 respecta uniquement une maison moderne, située sur un calcaire compact, mais endommagea beaucoup le reste du village, construit sur des alluvions[3].

Stradal[4] a pu établir, par une enquête officielle, qu'au tremblement de terre du 14 avril 1895, les quartiers les plus éprouvés furent ceux de la rive gauche de la Laibach, sur les cailloutis alluvionnaires profonds, et les moins endommagés ceux formés par l'étroite berme entre le cours d'eau et le pied du Schlossberg, sur la rive droite. Quant aux pentes de la hauteur, les dégâts y furent beaucoup moindres. Les relations des nombreux tremblements de terre de cette ville confirment ce résultat, qui a toujours été sensiblement le même.

Le désastre d'Oran du 9 octobre 1790 fut exclusivement limité à un mince lambeau d'alluvions, compris entre les hauteurs du Santa-Cruz et du Château-Neuf, qui ne semblent pas avoir été atteintes. La partie extérieure de la Kasba, dont on apercevait encore, en 1889, les anciennes murailles à la sortie du boulevard Malakoff, les remparts de l'Ouest, enfin le quartier juif au Sud, construits directement sur le roc, avaient beaucoup moins souffert que la basse ville. Alger, élevée sur les schistes anciens et le gneiss, n'a éprouvé, le 2 janvier 1867, que des dégâts insignifiants, relativement aux villages voisins de la plaine de la Mitidja[5].

San Salvador, dans l'Amérique Centrale, est bâtie sur des alluvions et surtout sur des cendres volcaniques sans consistance. Aussi

[1] Sieberg. Einiges über Erdbeben in Aachen und Umgebung (*Die Erdbebenwarte*, 1902-03, II, pp. 129, 182).

[2] Die Erdbeben von Konstantinopel (*Die Erdbebenwarte*, 1903-04, III, pp. 121, 177).

[3] Stur. Das Erdbeben von Klana im Jahre 1870 (*Jahrbuch d. k.k. geol. Reichsanstalt*, XXI, p. 231. Wien, 1871).

[4] Bautechniscne Studien anlässlich des Laibacher Erdbebens (*Zeitschr. d. Oesterr. Ingenieur-und Architekten Vereines*, 1896, n° 17 u. 18. Wien).

[5] Chesneau. Note sur les tremblements de terre en Algérie (*Ann. des Mines*, 3e série, *Mémoires*, I, p. 5. Paris, 1892).

est-elle connue pour ses désastres entre toutes les villes de la région, tandis qu'à 14 kilomètres de là seulement, Santa Tecla, la seconde capitale, n'a souffert d'aucun tremblement de terre sur sa solide nappe de laves compactes.

Tous ces faits, relatifs à l'influence considérable que joue le site dans l'échelle des dommages, ont été confirmés de la plus nette façon, et voici la série du danger croissant, telle que l'a établie l'enquête officielle consécutive au désastre de San Francisco du 18 avril 1906[1], suivant l'assiette des constructions :

1° Celles qui sont assises sur la roche en place, garnissant les pente des collines;

2° Celles qui occupent les vallons compris entre les éperons des collines, vallons peu à peu et lentement remplis par les processus naturels de dégradation des pentes;

3° Celles qui ont été bâties sur les dunes;

4° Enfin, celles qui ont pour base les remblais artificiels créés autour de l'enceinte de l'ancienne ville.

Ces exemples pourraient être presque indéfiniment multipliés; il est donc bien établi que, seuls les terrains solides doivent être bâtis, à l'exclusion formelle de ceux qui ne présentent point, par eux-mêmes, cet important facteur de sécurité. Les mesures séismométriques confirment et expliquent ces résultats. Ainsi, aux environs de Tokyo, à Hongo, en sol dur, le mouvement est moitié moindre qu'à Hitotsubashi, en sol mou[2], et l'accélération maxima, moitié moindre aussi[3], ce qui est plus important encore, ce dernier élément étant la principale cause de destruction. Il est vrai que ces observations correspondent à des séismes simplement forts; mais il est vraisemblable que ces rapports resteraient dans le même ordre de grandeur pour les chocs désastreux. Milne[4] avait déjà fait, en 1884 et 1885, des expériences comparatives sur les différents éléments mesurables des séismogrammes correspondant aux tremblements de terre de Tokyo et obtenus en divers points de la ville, suivant qu'ils étaient situés en sols durs ou mous; elles concordent avec ce qui précède. Tout s'accorde donc à faire condamner les terrains mous pour y asseoir des constructions.

[1] Andrew Lawson and O. Leuschner. *Preliminary report of the State earthquake investigation Committee* (Berkeley. May 31st 1906).

[2] Seikiya. Earthquake measurement of recent years especially relating to vertical motion (*Journ. Sc. Coll. imp. Univ.*, 1887, II).

[3] Omori. Macroseismic measurement in Tokyo (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, n° 11, II et III, 1902).

[4] On a seismic survey made in Tokyo in 1884 and 1885 (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1887, X).

L'importance du choix du site devient encore plus grande, s'il est possible, lorsqu'il s'agit de constructions d'une grande longueur, un aqueduc, par exemple. Aussi a-t-on étudié, avec le plus grand soin, le tracé de celui qu'on a voulu exécuter dans les Pouilles, tant au point de vue de la séismicité des régions à traverser qu'à celui de la nature du sol sur toute sa longueur[1].

C'est par une interprétation erronée des faits que, depuis longtemps, les plaines sont réputées être bien plus fortement ébranlées que les montagnes, observation explicitement énoncée par Gregor

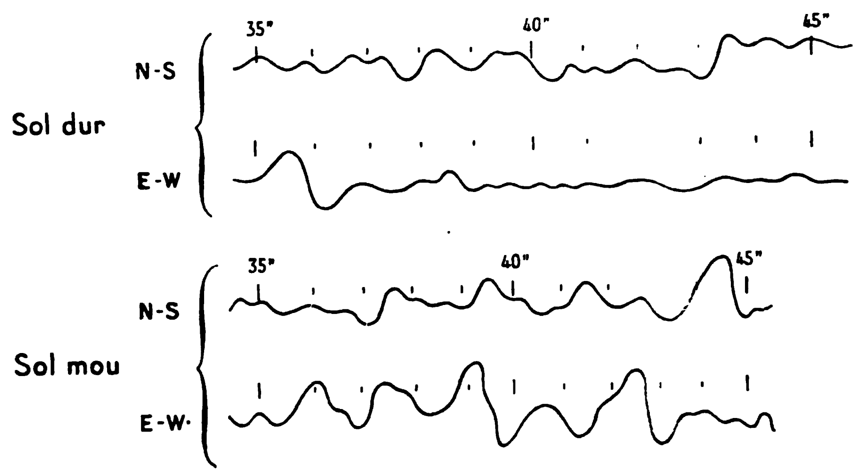


Fig. 170. — Portions de séismogrammes obtenus en sol dur et en sol mou à Tokyo le 3 mai 1884 (d'après Milne).

Thalnitscher von Thalberg[2], après le tremblement de terre de Laibach du 19 février 1691, ainsi que le rapporte Radics[3]. Cette croyance, souvent rapportée, a été confirmée par de longues observations à Tokyo, d'où il résulte que 36 0/0 des chocs qui ébranlent de grandes surfaces, ne sont pas ressentis dans la partie accidentée de cette ville, où se dressent des collines[4]. Elle vient de ce que les plaines et les vallées sont, bien plus souvent que les hauteurs, formées de terrains peu cohérents, si bien que les faits contraires ne manquent pas; ainsi, au tremblement de terre du 14 août 1846, en Tos-

[1] Baratta. *L'Acquedocto pugliese ed i terremoti* (Voghera, 1905). — Taramelli e Barattas *L'Acquedocto pugliese, le frane ed i terremoti* (Voghera, 1905).

[2] *Miscellanea curiosa sive Ephemeridum Medico-Physicarum Academia imperiali. Naturæ Curiosorum Decuriæ II.* Annus nonus (Norimbergae, Anno MDCXCI. P. 423).

[3] Ein Krainischer Erdbebenforscher von 1691 (*Die Erdbebenwarte*, 1901, I, p. 48).

[4] Milne. On the distribution of earthquake motion within a small area (*Trans seism. soc. of Japan*, XIII, Part I, p. 41, 1889).

cane, les effets destructeurs furent plus considérables dans les lieux élevés que dans la plaine[1]; il endommagea ou ruina surtout les constructions établies sur les marnes bleues et la mollasse friable des terrains tertiaires, tandis qu'il respecta celles établies sur la mollasse compacte et les terrains secondaires solides. Le problème du site se complique de la sorte d'un élément topographique qu'il importe d'élucider en examinant successivement les principales situations qui peuvent se présenter, sans cependant qu'on puisse espérer les avoir épuisées toutes.

D'une façon générale, on peut dire qu'il faut éviter les lignes de jonction des plaines et des fonds de vallées avec les pentes, lignes qui correspondent, le plus souvent, à un changement de terrain. Le danger, pour une construction établie dans ces conditions, résultera de la tendance des deux terrains à se séparer sous l'action du mouvement séismique et, si elle est à cheval sur les deux, il sera encore plus grand, parce que ses différentes parties subiront des effets mécaniques inégaux.

Ainsi, au tremblement de terre des Calabres du 17/20 février 1783, on a constaté que les secousses, propagées de l'Ouest à l'Est à travers des couches relativement récentes, sont devenues plus violentes au contact du granite, et Dolomieu[2] va jusqu'à invoquer un effet de disjonction entre les deux. De la même façon, la plupart des dégâts du tremblement de terre de Bellune du 29 juin 1873 ont été attribués au manque de cohésion mutuelle entre les couches miocènes et jurassiques[3].

Des observations semblables furent faites aussi, en Algérie, le 2 janvier 1867[4]. Les localités les plus éprouvées, Blidah, Mouzaïaville, Bou-Roumi, El Affroun, situées à la périphérie du bassin d'alluvions de la Mitidja, reposent justement à la jonction du Cartennien avec le granite des escarpements du massif des Beni-Salah, tandis que Marengo et Duperré, cependant établis au milieu du bassin, au sol peu cohérent, furent relativement très peu endommagées. La situation de Tenès, Cherchell, Milianah, à la limite des dépôts tertiaires et des alluvions, ainsi que Sétif, Bordj-Bou-Arreridj, au bord même de bassins pliocènes ou miocènes, supportent la conséquence de situations tout aussi périlleuses.

[1] Calamai. *Osservazioni sugli effetti prodotti dal terremoto dato in Toscana nell'Agosto 1846* (Firenze, 1846).
[2] *Mémoire sur les tremblements de terre de la Calabre pendant l'année 1783* (Rome, 1784).
[3] Fiorentini. *Il terremoto del 29 giugno 1873 nella provincia di Treviso* (Treviso, 1874).
[4] Chesneau.

Le danger est encore augmenté du risque des éboulements et des glissements le long des pentes, comme on a pu en signaler de nombreux exemples, le 28 octobre 1891, dans le Japon central.

On savait, depuis longtemps, que le voisinage des accidents géologiques et, en particulier, des failles, est à éviter soigneusement. Il est évident, en effet, que le mouvement séismique y est plus facile qu'ailleurs; mais, en outre, Hobbs pense que, le long de ces accidents, les tremblements de terre développent toute leur énergie, et que les dégâts sont précisément restreints aux lieux habités situés à proximité. Le dernier désastre de San Francisco, du 18 avril 1906, est venu donner à ces vues la plus éclatante confirmation expérimentale[1]. A cette date, la grande ligne de dislocation californienne a rejoué, au moins sur les 300 kilomètres qui séparent la pointe Arenas du comté de San Benito et, justement, la zone des dégâts la suit fidèlement, en s'étendant d'une quarantaine de kilomètres de chaque côté. L'accident a subi un mouvement tel qu'il en est résulté, pour le compartiment occidental par rapport à l'oriental, un déplacement vertical d'environ un mètre et, ce qui est plus important encore, un déplacement horizontal de 3 mètres en moyenne et de 6 mètres par endroits. Rien n'a pu résister. Une seconde ligne de désastres, parallèle à la première, jalonne l'axe remarquablement rectiligne de la baie San Francisco, prolongée par les vallées de Santa Rosa et de Santa Clara, et qui représente une autre ligne de dislocation.

Les bords des canaux, des rivières et des escarpements en général sont à éviter soigneusement, car, ce sont, ainsi qu'on l'a vu dans le chapitre précédent, les situations les plus favorables à la production des crevasses ou des fissures, qui se présentent fréquemment en séries parallèles. Bien des tremblements de terre viennent à l'appui de cette interdiction, et ceux du Cachar du 10 janvier 1869 et de l'Assam du 12 janvier 1897 ont donné lieu à de nombreuses observations dans ce sens.

Cependant, une opinion contraire a été plusieurs fois énoncée. Ainsi, les habitants de Quito attribuent[2] l'immunité, toute relative d'ailleurs, de leur cité, aux nombreux cañons du voisinage, et pareille croyance populaire règne à Tokyo, à l'égard des nombreux fossés qui sillonnent son immense surface. Il n'est pas certain que le fait soit exact; en effet, la citadelle de Nagoya n'a pas été préser-

[1] Lawson et Leuschner. *Preliminary report of the State earthquake investigation Committee* (Berkeley, May 31 st 1806).

[2] Milne. Construction in earthquake countries (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1889, XIV, I).

vée le 28 octobre 1891, malgré ses fossés, que le peuple croyait devoir lui servir de sauvegarde. Mais s'il en est réellement quelquefois ainsi, très probablement il existe des motifs de sécurité locale qui n'auront pas été mis en lumière.

On a souvent prétendu que des excavations sous les villes affaiblissent le mouvement séismique; et l'on a même vu Mouchketoff[1] énoncer le fait à propos du village de Samsar, respecté par le tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899, et assis au-dessus d'une profonde gorge à bords abrupts, coupés dans un conglomérat compact; la falaise montre de nombreuses ouvertures qui conduisent, sous le village, à des caves dont les voûtes sont très bien taillées. Selon toute apparence, le peu de dégâts produits, malgré le voisinage du foyer, a simplement tenu à la solidité du bloc de conglomérat. Au contraire, le rapport officiel de la commission nommée pour examiner les effets du tremblement de terre du 25 décembre 1884 en Andalousie n'a pas hésité à attribuer les dégâts supportés par quelques villages, Guájar Alto, Periana, Alfarnate, Canillas de Aceituno, à l'existence de cavernes dans les roches calcaires sous-jacentes, et à l'effondrement de leurs voûtes.

Les pentes, surtout si elles sont accentuées et si elles sont recouvertes de matériaux hétérogènes peu consistants et plaqués en discordance sur un sous-sol plus résistant, doivent, autant que possible, être soigneusement évitées, et la non-observance de cette règle a été bien des fois fatale.

A Bagnara Calabro, le 16 novembre 1894, les plus grands dégâts se produisirent dans la partie centrale de la ville, où les habitations reposent sur un versant de terrains alluvionnaires (Mercalli). La même observation a été faite à Guvezné, près de Salonique, le 5 juillet 1902[2]; les maisons bâties sur le fond alluvionnaire de la vallée souffrirent moins que celles des deux flancs, mais la raison n'en apparaît pas très clairement.

Ce qui se passa à Guevejar en Andalousie, après le tremblement de terre du 25 décembre 1884, montre bien à quoi sont exposées les constructions établies à flanc de côteau (Taramelli et Mercalli). Ce village se trouve sur le versant de la Sierra de Cogollos, en dehors de l'aire mésoséismique. Lors du séisme lui-même, les dégâts se limitèrent à la chute de quelques cheminées et à la formation de fissures,

[1] Matériaux recueillis sur le tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 (*Mém. du Comité géol.*, nouvelle série, livr. 1. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] Hœrnes. Das Erdbeben von Saloniki am 6. Juli 1902 (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, XIII, 1902).

dans les parois d'un certain nombre de maisons, dont aucune ne tomba. Mais, peu de temps après l'événement, beaucoup de maisons de la partie supérieure du village s'écroulèrent, en totalité ou en partie. Ce désastre, suite ultérieure du tremblement de terre, fut causé par une disposition particulièrement dangereuse. Le noyau de la Sierra de Cogollos est formé de roches calcaires, dont le flanc est recouvert par un terrain marneux, mélangé d'un abondant produit de décomposition, d'où émergent les couches calcaires mésozoïques formant le rocher abrupt appelé le Castillo. Entre le terrain superficiel et le calcaire ancien sont intercalées les couches d'un calcaire marneux plus récent, en bancs fortement inclinés. Cette sorte de placage était en état d'équilibre instable, et après l'ébranlement séismique il se mit à glisser. C'est de tradition locale à Guevejar qu'il y a quelques siècles, le sol s'était déjà effondré à la suite d'un grave tremblement de terre, et l'on voit au pied de la Sierra des éboulements causés par d'anciens séismes, ou dus à la nature même du sol.

Au tremblement de terre de Métélin du 6 mars 1867, quelques villages situés sur le penchant de collines aux pentes raides ont souffert de graves dommages en conséquence de cette position, les maisons les plus élevées s'étant effondrées sur celles du dessous dont elles complétèrent la ruine; par exemple à Clapados, sur le versant méridional de la chaîne volcanique du centre de l'île. Un effet tout semblable a été observé à Céphalonie, le 11 février de la même année : Hagia-Thekla, sur les flancs de la montagne qui supporte Riphi et Damouvlianata, a plus souffert que ces localités; et de même, plus bas, dans les districts des Mésogètes et des Catogètes, les villages construits sur une mince couche de calcaires pliocènes, assis eux-mêmes sur une argile facilement délayable, souffrirent beaucoup, par exemple Hagios-Stephanos, près d'Hilaros[1].

Caracas a éprouvé de grandes catastrophes séismiques, en particulier le 11 juin 1641 et le 26 février 1812. Chaque fois, ce furent les quartiers hauts, sur les flancs de l'Avila, qui souffrirent le plus, à cause du peu de cohésion du sol sablonneux qui recouvre les pentes[2].

A tous les tremblements de terre de Chémakha, 31 mai 1859, 16 janvier 1872, 30 janvier 1902, les fonctionnaires russes, chargés d'évaluer les dommages et de secourir la population, ont toujours signalé dans cette ville le danger des parties moyennes des pentes[3].

[1] Fouqué. Rapport sur les tremblements de terre de Céphalonie (*Arch. missions sc. et litt.*, 2e série, IV, p. 145, Paris, 1868).

[2] Ibarra. *Temblores y terremotos en Caracas* (Caracas, 1862).

[3] Weber. Tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier (13 février) 1902 (*Mem. Comité géol.*, nouvelle série, n° 9, 1903. En russe, résumé en français).

Le désastre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 a donné lieu à un très grand nombre d'observations intéressantes [1], parmi lesquelles il y a lieu de retenir les suivantes : Azavrète est construit sur une petite petite plaine alluvionnaire, en même temps que sur deux pentes de roches cristallines qui se font face. Contrairement à ce qu'on aurait pu croire, ce fut la partie centrale et basse qui souffrit le moins, et de beaucoup, parce que ces roches cristallines des pentes sont divisées par l'action des intempéries atmosphériques en une multitude de petits parallélipipèdes qui les transforment en terrain tout à fait incohérent à la surface. Au contraire, à Dzori-Djioure-Ménia, où une meilleure exposition protège les mêmes roches, ce fut la partie basse qui fut seule éprouvée.

On ne peut pas dire qu'en général il vaut mieux contruire sur les hauteurs que dans les plaines : tout dépend des circonstances, et à lire attentivement les relations des grands tremblements de terre, on rencontre presque autant de cas favorables dans une situation que dans l'autre.

Il n'est même pas toujours facile de découvrir la raison de ces différences. On ne sait pas pourquoi, par exemple, lors du tremblement de terre de l'Allemagne moyenne du 6 mars 1872 [2], les habitations souffrirent plus à Potterstein sur les alluvions du bas que sur le roc de la partie haute, et de même pourquoi à Altenburg le choc fut plus fort au château assis sur un solide porphyre.

Taramelli et Mercalli ont fait une étude spéciale de cette question, à propos du tremblement de terre de la Ligurie du 23 février 1887, et ils ont trouvé que les positions les plus désavantageuses avaient été : le bord des conglomérats pliocènes, spécialement quand ils formaient des hauteurs isolées, profondément attaqués et dénudés par les eaux ; le bord des argiles superposées à des roches anciennes plus compactes ; les cimes de hauteurs isolées ; les crêtes allongées et étroites. Dans beaucoup de localités du Piémont, les dégâts se montrèrent surtout aux vieux châteaux du moyen âge, non à cause de leur vétusté, mais seulement à cause de l'amplitude des vibrations marginales.

Dans sa classique étude sur le tremblement de terre napolitain du 16 décembre 1857, Mallet[3] a constaté que si les dommages se sont

[1] Mouchketoff. Matériaux recueillis sur le tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 (*Mém. du Comité géol.*, nouvelle série, livr. 1. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] Von Seebach. *Das Mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872* (Leipzig, 1873).

[3] *The first principles of observational seismology* as developed in the report to the Royal society of London of the expedition made by command of the society into the interior of the Kingdom of Naples, to investigate the circumstances of the great earthquake of december 1857 (London, 1862).

produits sur les hauteurs, c'est qu'il n'existait guère de lieux habités dans les plaines, cela pour des raisons purement défensives qui avaient, au moyen âge, imposé généralement cette situation. Il n'y a donc, de ce chef, aucune conclusion défavorable à tirer à l'égard des hauteurs. Les observations de Mallet renferment un certain nombre de cas particuliers, hautement instructifs pour la recherche de la sécurité, ou du danger, de certaines dispositions de terrains. Les principales sont à retenir.

Castelluccio est perché sur une sorte de presqu'île dirigée W.-E. avec une forte pente vers l'Est. Les maisons s'y touchent si bien au bord de l'abrupt que, de loin, elles donnent l'illusion d'une muraille du moyen âge. Le choc aborda ce village par l'Est, c'est-à-dire du côté de l'escarpe, de sorte que la partie opposée, en pente douce, paraît lui avoir servi de soutien, puisque ce bourg resta indemme, au-dessus d'Inconorata complètement dévastée au pied de la falaise. Auletta dut sa ruine à sa position élevée sur un éperon, abrupt de deux côtés et constitué par une brèche calcaire à gros éléments arrondis et sans liaison. Tout près, Petina dut son salut à ce que le choc, venant de l'Est, eut à traverser, pour l'atteindre, quelques 300 à 400 mètres d'un calcaire plaqué contre les flancs de la colline en lits d'épaisseur et de dureté variables, où il perdit toute sa force vive. Diano fut de même sauvé au milieu des villages voisins ravagés parce que la secousse, venant du Nord, s'éteignit dans des couches calcaires, redressées presque verticalement.

Le cas de Petina et de Diano s'est reproduit au tremblement de terre d'Akhalkalaki, du 19 décembre 1899 [1], pour le village de Tchakharouli, qui fut épargné grâce à l'existence d'un promontoire rocheux, le séparant de Béjens, du côté d'où venait le choc, et qui fut ruiné.

Le danger des vibrations marginales est toujours à considérer au bord des escarpements, à cause des éboulements qui en résultent fréquemment, même quand le tremblement de terre n'est point par lui-même d'une intensité bien redoutable. C'est, par exemple, ce qui s'est produit pour celui du Valais, du 25 juillet 1855, qu'on ne peut considérer comme un désastre. Cependant, d'énormes chutes de rochers se produisirent sur le flanc occidental de la vallée, entre Zermatt et Viège, c'est-à-dire du côté du foyer [2]. Ainsi, par le fait

[1] Mouchketoff. Matériaux recueillis sur le tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 (*Mém. du Comité géol.*, nouvelle série, livr. 1. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] Volger. *Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz*. III. Die Erdbeben im Wallis (Gotha, 1858).

seul d'une mauvaise situation, des lieux habités peuvent courir un danger extrême par un tremblement de terre simplement sévère.

Oldham[1] a attribué l'immunité de Cherraponjee, lors du grand désastre de l'Assam du 12 juin 1897, à ce que cette ville est située sur une sorte de plateau bordé par un ravin très profond. Il serait très dangereux de se fier à cette assertion, cette ville ayant seulement bénéficié de la solidité de son sous-sol de grès compact.

Bien des séismologues, et non des moindres, Mallet entre autres, se basant sur ses observations en Basilicate, ont admis qu'une plus grande destruction au sommet de collines, ou de montagnes isolées, résulte de ce que leur masse entrerait en oscillation comme un pendule renversé ou comme un mât, et Dolomieu[2] pense que les hauteurs sont secouées comme de petits tas de sable placés sur une plaque vibrante. Cette explication est sûrement erronée, autrement les hauteurs seraient toujours plus éprouvées que les bas, ce qui n'est point, il s'en faut. Le mouvement séismique se propage de proche en proche et de particule à particule au sein des couches terrestres, de sorte que l'amplitude en un point résulte principalement de la nature du sol, à distance égale de l'origine tout au moins. Ainsi, à Tokyo, on a pu constater que sur une colline de 30 mètres de haut l'amplitude maximum était de 3 à 4 millimètres, et de 7 à son pied, résultat contraire à ce qu'il aurait dû être si elle avait oscillé comme un pendule renversé.

Tous ces faits démontrent péremptoirement l'impossibilité d'établir des règles générales pour assurer la sécurité d'une construction par le choix judicieux du site, tant les conditions topographiques ou de constitution du sol s'enchevêtrent entre elles. Il faudra donc procéder par analogie ou, mieux encore, étudier de très près l'histoire des dommages constatés dans les divers quartiers d'une ville aux divers tremblements de terre qui l'ont éprouvée. Il serait encore préférable d'imiter ce qui a été fait à Tokyo, à Yokohama et aux environs, de 1880 à 1890, c'est-à-dire la reconnaissance séismique du terrain, exécutée sous les auspices de la *Seismological Society of Japan*. Cette œuvre de longue haleine, purement expérimentale, fut poursuivie de deux manières différentes et simultanées, soit au moyen des observations faites dans toutes les parties de la ville par un très grand nombre de personnes attentives et consciencieuses, faciles à

[1] Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1899, XXIX).

[2] *Mémoire sur les tremblements de terre de la Calabre pendant l'année 1783* (Rome, 1784).

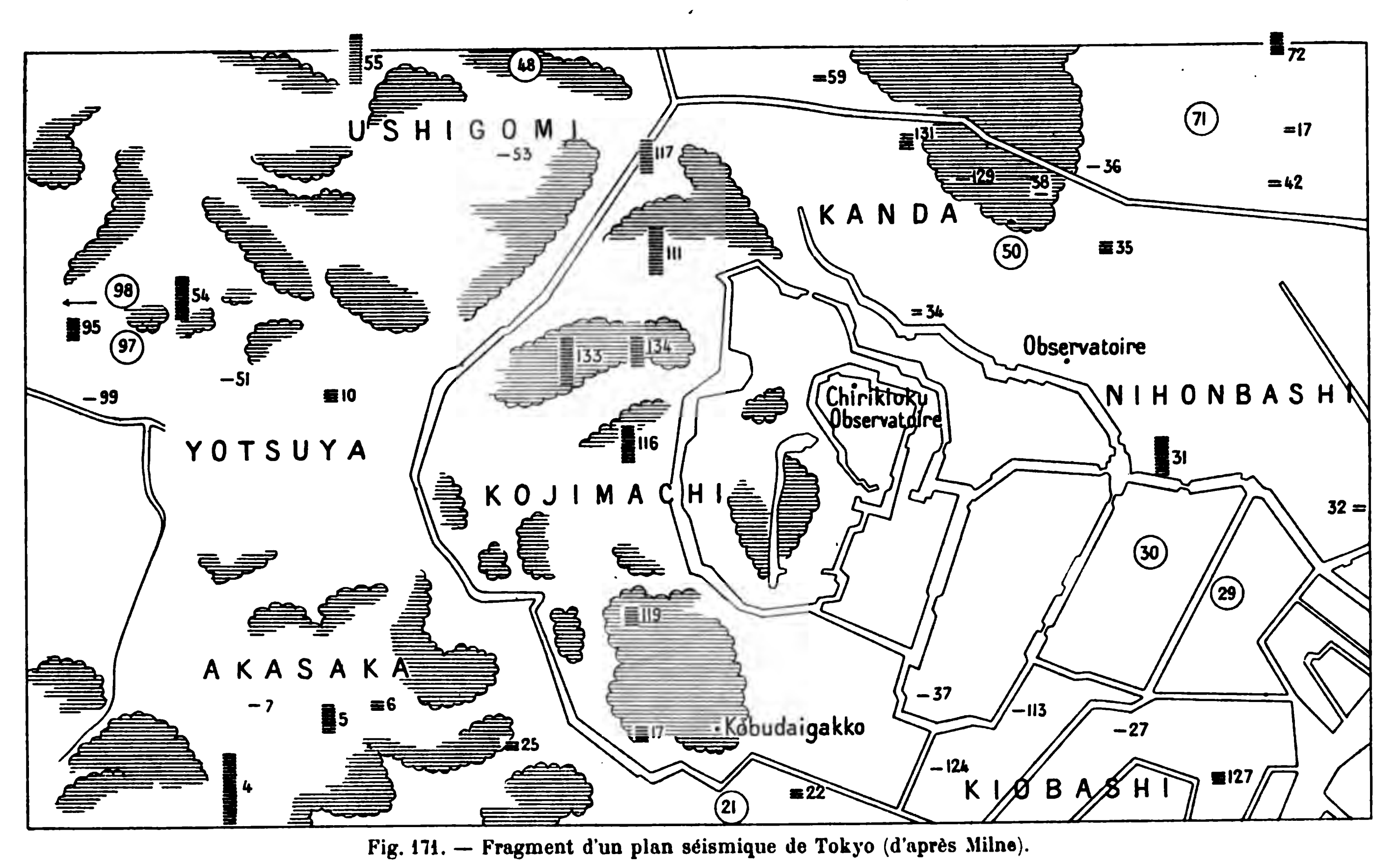


Fig. 171. — Fragment d'un plan séismique de Tokyo (d'après Milne).

Les chiffres correspondent aux stations d'observation. — Les chiffres entourés d'un cercle indiquent les stations qui u'ont reçu aucune observation. — Les traits superposés en colonnes verticales indiquent le nombre de chocs ressentis. — Les parties ombrées représentent les collines.

trouver dans un pays où, comme le Japon, tout le monde s'intéresse vivement à la séismologie, science pour ainsi dire nationale, soit en disséminant des séismographes dans les quartiers les plus divers. Les secousses sont si fréquentes qu'on a pu donner un plan de Tokyo en y indiquant les surfaces plus ou moins exposées [1]. Combien un tel exemple ne mériterait-il pas d'être imité dans les grandes villes des pays les plus instables, et quels bénéfices économiques n'en retirerait-on pas! Ce serait aussi une base sûre pour les compagnies d'assurances qui voudraient suivre le conseil de Baratta [2], en assumant à certaines conditions les risques des tremblements de terre. Quand on réfléchit aux difficultés qui se sont élevées à San Francisco à la suite du désastre du 18 avril 1906, à propos de savoir si les compagnies paieraient ou non les dégâts dus à l'incendie consécutif au tremblement de terre, on doit espérer qu'un jour ou l'autre, cet important desideratum, dans les pays instables, trouvera une solution conforme aux intérêts de tous.

La question du site d'une construction, dans une ville au sol soumis aux violents ébranlements séismiques, s'élargit parfois du choix des quartiers les moins dangereux au transfert radical de la cité elle-même ailleurs, en une situation plus stable. Mais, sauf dans les pays neufs, ceux du Nouveau-Monde, et encore seulement aux débuts de la colonisation, il n'a jamais été possible de décider les populations éprouvées à quitter définitivement l'emplacement à juste titre redouté. Deux exemples sont particulièrement instructifs à cet égard, puisqu'ils démontrent que, dans un rayon assez restreint, on peut généralement trouver pour une ville une assiette pleine de sécurité, tant l'importance des dommages est subordonnée à la constitution du sol et à la disposition topographique des lieux.

En 1528 ou 1529, San Salvador (Amérique centrale), ruinée dès sa naissance par de nombreuses secousses, fut transférée de la Bermuda, où elle avait été élevée en 1526, croit-on, à sa position actuelle dont le sol de cendres volcaniques incohérentes lui a causé quatorze désastres plus ou moins complets pendant cette période de cinq siècles à peine. Après celui du 16 avril 1854, un décret du 8 août suivant transféra cette capitale à peu de kilomètres de là, sur les flancs du volcan éteint le Quetzaltepeque, dans une situation dont la sécurité séismique est parfaite, grâce à un solide substratum de laves com-

[1] Milne. On the distribution of earthquake motion within a small area (*Trans. seism. soc. of Japan*, XIII, part I, p. 41. 1889).

[2] *Una pratica applicazione degli studi sismici.* Progètto di assicurazione contro i danni dei terremoti (Voghera, 1899).

pactes. On y gagnait, en outre, l'avantage inappréciable d'un climat frais, et la nouvelle ville, Santa Tecla, est à l'abri d'un autre fléau, la fièvre jaune. Malgré cela, au bout de peu d'années, cette situation idéale a été abandonnée, et Santa Tecla n'est plus qu'un lieu de villégiature pour les habitants de San Salvador, qui ont préféré retourner dans leur ancienne capitale en dépit des lois et du double danger qui les y menace constamment.

On a été mieux inspiré dans la république voisine. On ne sait trop au juste où le fameux conquistador, Pedro de Alvarado, avait élevé la capitale du Guatemala, mais, après les tremblements de terre de 1526, on l'avait transférée, le 22 novembre 1527, à la Vieja Guatemala. Cette ville naissante fut rasée, dans la nuit du 10 au 11 septembre 1541, par une avalanche d'eau et de boue descendue des pentes du volcan de Agua, à la suite de la rupture des parois de son cratère rempli par un lac, on ne sait si ce fut à la suite d'un tremblement de terre ou de pluies trop abondantes. Quoi qu'il en soit, le 16 mars 1543, les Espagnols s'établissaient à la Antigua Guatemala qu'ils abandonnèrent sur un ordre royal de 1774, à la suite du désastre séismique du 29 juillet 1773. On avait, enfin, réussi à trouver un emplacement plein de sécurité, puisque la ville actuelle de Guatemala n'a jamais sérieusement souffert des tremblements de terre.

Il ne suffit pas de se préoccuper du site d'une construction pour lui assurer une sécurité, au moins relative, il est nécessaire aussi de n'employer que des matériaux d'excellente qualité. L'oubli, malheureusement trop général de cette prescription élémentaire, est très certainement pour plus de moitié dans la production des dégâts séismiques. Cela revient à dire que pour les tremblements de terre, comme pour beaucoup d'autres fléaux, c'est la population pauvre qui souffre le plus des désastres. Aux habitations villageoises et campagnardes, et à celle des faubourgs ouvriers des villes, s'emploient les pires matériaux, à cause de leur bon marché, et l'on s'y contente des plus primitifs modes de construction. Peu importe que les maisons soient prêtes à tomber de vétusté, on les habite tant qu'elles fournissent un abri, si précaire soit-il; aussi, les tremblements de terre y trouvent une proie facile et toute prête. Ce fait est d'une observation courante et le cri d'alarme a été poussé il y a bien longtemps, sans aucun effet d'ailleurs. C'est ce qu'a fait Scylla[1] à propos du tremblement de terre de Zante, du 2 octobre 1791, qui, non content d'attirer l'attention sur l'inconvénient des mauvais matériaux,

[1] *Relazione dell'orrido terremoto seguido al Zante à ore tre di notte (ore 9 P. M). delli 22 ottobre venendo li 23 dal 1791 s. v. 2 novembre S. N.*

ajoutait à ces observations neuves, à cette époque, de judicieuses remarques sur l'influence du site. Il fait remarquer qu'il faut se garder aussi d'attribuer les dommages dus à ce tremblement de terre à sa réelle violence, ils résultent en grande partie de ce qu'on s'était contenté de réparer d'une façon sommaire ceux produits antérieurement les 13-14 février 1742 et le 24 juillet 1767. Les mêmes causes donnèrent lieu aux mêmes effets, le 31 janvier et le 17 avril 1893 ; la leçon avait été complètement perdue, malgré cet avis précis et autorisé. Les maisons de la plaine de Zante, en grande partie de pauvres et vieilles habitations, sont construites sans le moindre respect des règles de l'art. D'ordinaire, les murs sont un simple assemblage de pierres brutes de formes irrégulières, réunies par de l'argile et recouvertes d'un enduit qui masque la fragilité de l'ensemble. Un lourd toit est soutenu par des travées et des chevrons vermoulus et gâtés par le temps, souvent trop courts et mal assemblés. S'il y a un étage, son plancher présente les mêmes défectuosités. Aussi en 1893, seules les maisons bourgeoises, convenablement bâties, résistèrent assez bien. Fouqué a pu faire les mêmes observations à Argostoli, dans l'île de Céphalonie, après le tremblement de terre du 11 février 1867, et on peut les étendre à tout le Levant. Le même géologue a fait, à l'île de Métélin, une remarque très ingénieuse et qui corrobore fortement tout ce qui précède : lors du séisme du 6 mars 1867, les habitations villageoises des Turcs avaient, en général, souffert beaucoup plus gravement que les demeures des Grecs et, dans un même village, on pouvait ainsi constater les effets de l'incurie fataliste des premiers comparés avec les résultats obtenus par l'esprit plus industrieux et prévoyant des seconds.

Au tremblement de terre de la Basilicate, du 16 décembre 1857, Mallet signala plusieurs fois les dangers de l'emploi de cailloux roulés et d'argile employés dans la construction des murs, observation souvent répétée plus tard pour les Calabres (Mercalli), l'Algérie (Chesneau), le Caucase (Mouchketoff), le Cachemire (Jones[1]), etc.

Il serait facile de multiplier presque indéfiniment ces exemples, mais cela n'apprendrait rien de plus. Il faut, cependant, citer le cas de Charleston et de son désastre du 31 août 1886 (Dutton), parce qu'il n'intéresse plus seulement les pauvres habitations, mais, au contraire, les édifices les plus luxueux et importants. Jusqu'à 1838, on y utilisait une excellente chaux tirée des amas de coquillages accumulés par le ressac de la mer le long de la côte voisine. Les

[1] Notes on the Kashmir earthquake of May 30th 1885 (*Rec. geol. Survey of India*, XVIII, part 3. Calcutta, 1885).

murs, généralement en briques bien cuites, étaient élevés rationnellement, les joints se contrariant en épaisseur et en hauteur. A cette époque eut lieu un terrible incendie et, pour reconstruire vite, on eut recours à des entrepreneurs des États du Nord qui, saisis de la fièvre de la spéculation, se contentèrent d'une chaux très maigre, de briques de mauvaise qualité et montèrent les murailles en empilant les briques les unes sur les autres, sans se préoccuper des joints. Ces lourdes fautes furent chèrement payées, et les constructions postérieures à 1838 s'écroulèrent en bien plus grand nombre que les anciennes.

Le danger extrême de constructions hâtives et tout d'apparat, où la pauvreté des matériaux et la négligence technique sont masquées par l'élégance extérieure des formes architectoniques, a été bien démontré pour les villas de la côte d'Azur, lors du tremblement de terre du 23 février 1887, et De Rossi[1] avait déjà eu l'occasion de donner de sages avertissements lorsqu'on s'était mis, à Rome, surtout après 1890, à bâtir sans mesure et sans souci, et en abandonnant presque complètement l'usage du ciment romain à la pouzzolane, qui a si bien assuré la conservation de nombreux monuments de l'antiquité. C'est, en effet, une erreur de croire cette ville à l'abri des tremblements de terre, témoins ceux de 449 et de 801. Et, si Vitruve et Frontin sont absolument muets sur les précautions à prendre contre les séismes, c'est vraisemblablement parce que les habiles et soigneux architectes qu'étaient les Romains s'en fiaient absolument à l'excellence de leurs systèmes de construction et à la solidité exceptionnelle de leur ciment[2].

Aussi, la seule expérience du passé démontre qu'en se servant de matériaux d'excellente qualité, et en les disposant suivant les règles ordinaires de l'art de bâtir, on se met déjà dans de très bonnes conditions pour diminuer notablement les dégâts produits par les tremblements de terre.

[1] Il terremoto di Roma del 23 febbraio 1890, massime in ordine all'edilizia (*Bull. vulcan. ital.*, XVII, p. 5. Roma, 1890).

[2] L'antiquité romaine ne nous a laissé qu'un bien petit nombre des œuvres écrites de ses grands architectes, et il est tout à fait digne d'attention que Vitruve, si disert sur les détails de construction, soit absolument muet sur les précautions à prendre contre les tremblements de terre. Il n'en faudrait pas conclure que l'époque des grands travaux publics de l'Empire ait été particulièrement pauvre en violents séismes, les récits des historiens sont là pour démontrer le contraire. Mais comme les édifices principaux, temples et palais, étaient admirablement construits et qu'on y employait les matériaux les mieux choisis, témoin leur conservation jusqu'à nos jours, il faut seulement conclure du silence des architectes que les dégâts séismiques se restreignaient surtout aux habitations particulières de la partie la moins riche de la population. Frontin ne dit rien non plus à cet égard à propos des aqueducs, qui tenaient une si grande place dans les préoccupations des édiles des grandes cités romaines.

CHAPITRE XV

EFFETS SUR LES ÉLÉMENTS DES CONSTRUCTIONS

Sommaire : Murs à petit appareil. — Choix des roches. — Murs en pierres de taille. — Murs en briques. — Briques emboîtées. — Destruction des murs par renversement, ou par extension et compression. — Crevassement aux angles d'un édifice. — Écartement momentané des parties crevassées. — Formule de stabilité. — Profil parabolique. — Influence de la direction d'un mur par rapport au vertical séismique. — Répartition des dommages suivant l'orientation des grandes artères.
Fondations. — Diminution du mouvement séismique au fond d'une excavation. — Fondations sur piliers, sur pilotis. — Fondations mobiles ou aséismiques. — Dommages aux ouvertures : portes et fenêtres. — Forme des ouvertures de sécurité croissante. — Planchers. — Plafonds et revêtements intérieurs. — Cheminées des habitations. — Balcons. — Corniches, balustrades, cariatides. — Murs de refend. — Cages d'escaliers. — Soubassements. — Portiques. — Voûtes. — Diverses façons dont les voûtes s'endommagent. — Séries d'arcades. — Dômes, chœurs d'églises, coupoles. — Sécurité relative des tours. Toits et toitures. — Plan d'un édifice. — Nombre des étages ; leur danger. — Dispositions intérieures. — Danger des avant-corps. — Maisons en série.

Avant d'aborder l'étude de la manière dont les tremblements de terre détruisent les édifices et la recherche des procédés propres à y porter remède, il est nécessaire de voir comment se comportent, sous les ébranlements du sol, les divers éléments qui par leur réunion constituent un édifice.

L'élément primordial de toute construction est le mur; c'est donc par lui qu'il importe de commencer, en le considérant sous deux points de vue, celui de sa constitution et celui de sa direction.

Les règles de Manille, édictées après le tremblement de terre du 3 juin 1863, insistent avec raison sur l'emploi des matériaux, ainsi que sur leur choix. Il n'y a pas lieu de développer ici des prescription bien connues de tous les constructeurs. Il suffit, en effet, que les murs soient particulièrement bien soignés, et on se contentera de signaler quelques particularités spéciales acquises par l'expérience dans les pays instables.

Les murs à petit appareil sont très recommandables, et Fouqué[1]

[1] Rapport sur les tremblements de terre de Céphalonie (*Arch. missions sc. et litt.*, 2e série, IV, p. 445. Paris, 1868).

a signalé l'importance de leur homogénéité. Il a vu, par exemple, à Basilica, dans l'île de Métélin, après le tremblement de terre du 6 mars 1867, les matériaux de certains murs se dissocier par suite de leurs différences de densité, et les plus lourds venir faire saillie de plusieurs centimètres sur la face du mur.

Le choix des roches à employer doit être fait avec le plus grand discernement quand on le peut, et il faut rechercher celles qui sont en même temps les plus tenaces, les plus dures et les plus denses. Ces qualités se rencontrent au plus haut degré dans les roches d'origine éruptive, qui sont ainsi à préférer d'ordinaire aux matériaux d'origine sédimentaire. De plus, les roches volcaniques sont en général très rugueuses, ce qui facilite l'adhérence complète et solide du mortier et du ciment; mais il faut soigneusement éviter les tufs volcaniques et les laves trop poreuses, qui absorbent rapidement l'eau du mortier et lui donnent une constitution pulvérulente annihilant plus ou moins complètement ses propriétés de liaison. Parmi les roches éruptives, plus la pâte agglutinante prédomine sur la partie cristalline, mieux elles sont aptes à former de solides murailles, et les fissures ne pourront que difficilement traverser les moellons.

Dans bien des cas, la seule constitution des murs de deux édifices voisins et inégalement traités par un tremblement de terre suffit pour donner raison de ces différences. Parmi d'innombrables exemples on citera l'église Saint-Philippe d'Agram [1], qui, construite entre 1750 et 1755, résista beaucoup mieux que celle moderne de Saint-Michel lors du tremblement de terre du 9 novembre 1880.

On a déjà fait observer que l'appareil à petits matériaux est le plus sûr, et les murailles en pierre de taille se sont souvent montrées d'autant plus dangereuses qu'elles étaient mieux soignées, par exemple à Lixuri (île de Céphalonie) le 11 février 1867. Si, en effet, la taille est très régulière et si le séisme aborde le mur par son pied, il arrive que toute une assise glisse entre celles qui la comprennent.

Les murs en briques sont les plus résistants, mais à la condition de n'en employer que d'excellente qualité et parfaitement cuites. L'avantage de la maçonnerie de briques s'est bien des fois manifesté au tremblement de terre de la Basilicate du 16 décembre 1857; on y a vu, en effet, des murs de moellons surmontés d'une partie en briques se renverser; la partie inférieure ne formait plus qu'un amas de décombres, tandis que la paroi de briques était restée intacte malgré

[1] Wähner. Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Mat.-nat. wiss. Cl.*, 1883, LXXXVIII, I, p. 15. Wien).

sa chute[1]. Comme pour les murs en maçonnerie, les différences de densité ou d'inertie du mortier et de la brique tendent à la désorganisation du mur sous l'action du mouvement séismique et, au tremblement de terre du Japon central du 28 octobre 1891, Conder[2] a vu le mortier chassé au dehors et faire saillie seul sur le plan vertical de la façade. Il faut aussi contrarier strictement les joints, c'est-à-dire les disposer par boutisses et parpaings, selon la règle classique. On a bien vu à Charleston, le 31 août 1886, l'extrême danger de l'oubli de ces deux prescriptions.

Les séismologues japonais ont étudié de très près la question des murs en briques et en maçonnerie. Ils ont pour cela employé une *table de choc*, c'est-à-dire un appareil supportant un échantillon de grandes dimensions de la maçonnerie à expérimenter en lui faisant subir artificiellement des efforts d'intensités et de vitesses variées[3]. Ils sont arrivés par cette voie purement expérimentale à des résultats techniques du plus haut intérêt pour les praticiens. On se contentera de signaler ici qu'ils préconisent l'emploi de briques creuses, légères par conséquent, dont les formes contournées leur permettent de s'emboîter les unes dans les autres, ce qui assure dans une large limite la résistance de la muraille à la désagrégation.

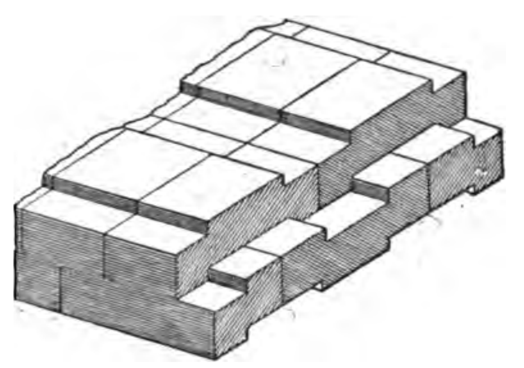


Fig. 172. — Mur de briques emboitées les unes dans les autres (d'après Milne).

Un mur se détruit de deux façons bien différentes : par crevassement, ou par renversement, suivant que le choc séismique l'aborde par sa tranche ou par son pied ; dans les situations intermédiaires de direction mutuelle du mur et du choc, ce sera, suivant les cas, l'une ou l'autre des deux tendances à la destruction qui prédominera. On a vu que la direction du mouvement séismique varie extrême-

[1] Mallet. *The first principles of observational seismology* as developed in the report to the Royal Society of London of the expedition made... to investigate the circumstances of the great earthquake of december 1857 (London, 1868).

[2] An architect's notes on the great earthquake of october 1881 (*Seismol. journ.*, II, p. 1. 1893).

[3] Tanabe. Étude sur la résistance à la traction des joints de briques (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, n° 4, 1900).— Omori. Seismic experiments on the fracturing and overturning of a column. Earthquake measurements in a brick building (*Id.*).

ment pendant toute la durée du tremblement de terre. Par conséquent, le plus souvent les murs travailleront autant au crevassement qu'au renversement. Mais, malgré tout, il restera parfois en pratique un des deux modes de destruction qui sera le plus décisif et il correspondra à la direction relative de la plus grande élongation. Ces deux effets si distincts sont à étudier séparément, tout en faisant observer que, dans la réalité, ils ne peuvent être distingués. Cela résulte bien des recherches de Wähner. Ce savant a représenté géométriquement le mouvement résultant d'une particule du sol et d'un mur pendant toute la durée d'une ondulation séismique, et il en a déduit les diverses positions que prend un rectangle vertical choisi dans la masse du mur. Ces déplacements se produisent au même instant dans des directions différentes pour des rectangles voisins; de sorte que le mur est, en tous ses points, soumis à des efforts de disjonction qui assurent sa ruine, si la cohésion mutuelle des matériaux entre eux et de leurs substances propres est inférieure à l'intensité du mouvement séismique.

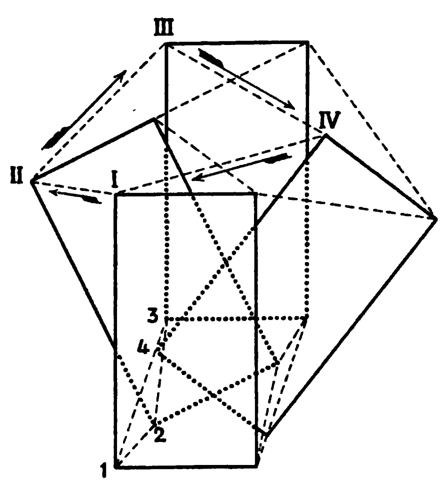


Fig. 173. — Mouvement séismique d'une portion de mur (d'après Wähner).

La théorie de Wähner se traduit plus simplement, en constatant que les divers points d'un mur ébranlé par un tremblement de terre ne vibrent pas synchroniquement, c'est-à-dire qu'à un instant déterminé, ils ne se trouvent pas à la même phase de mouvement, ce qui tend à les séparer par crevassement, puisqu'ils se meuvent en directions opposées. Ce fait, si important au point de vue des constructions, n'est pas seulement une vue de l'esprit : il a été vérifié expérimentalement par Milne[1] à l'occasion de 14 secousses séismiques observées à Tokyo, en 1884 et 1885, pour des points du sol dont la distance n'excédait pas quelques pieds.

La direction d'un tremblement de terre étant un élément à peu près indéterminable, il s'ensuit que l'observation seule est incapable de fournir la démonstration de la plus grande facilité de destruc-

[1] Relative motion of neighbouring points of grounds (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 63).



Fig. 174. — Chute de l'angle supérieur de la cathédrale de Paterno le 16 décembre 1857 (d'après Mallet).

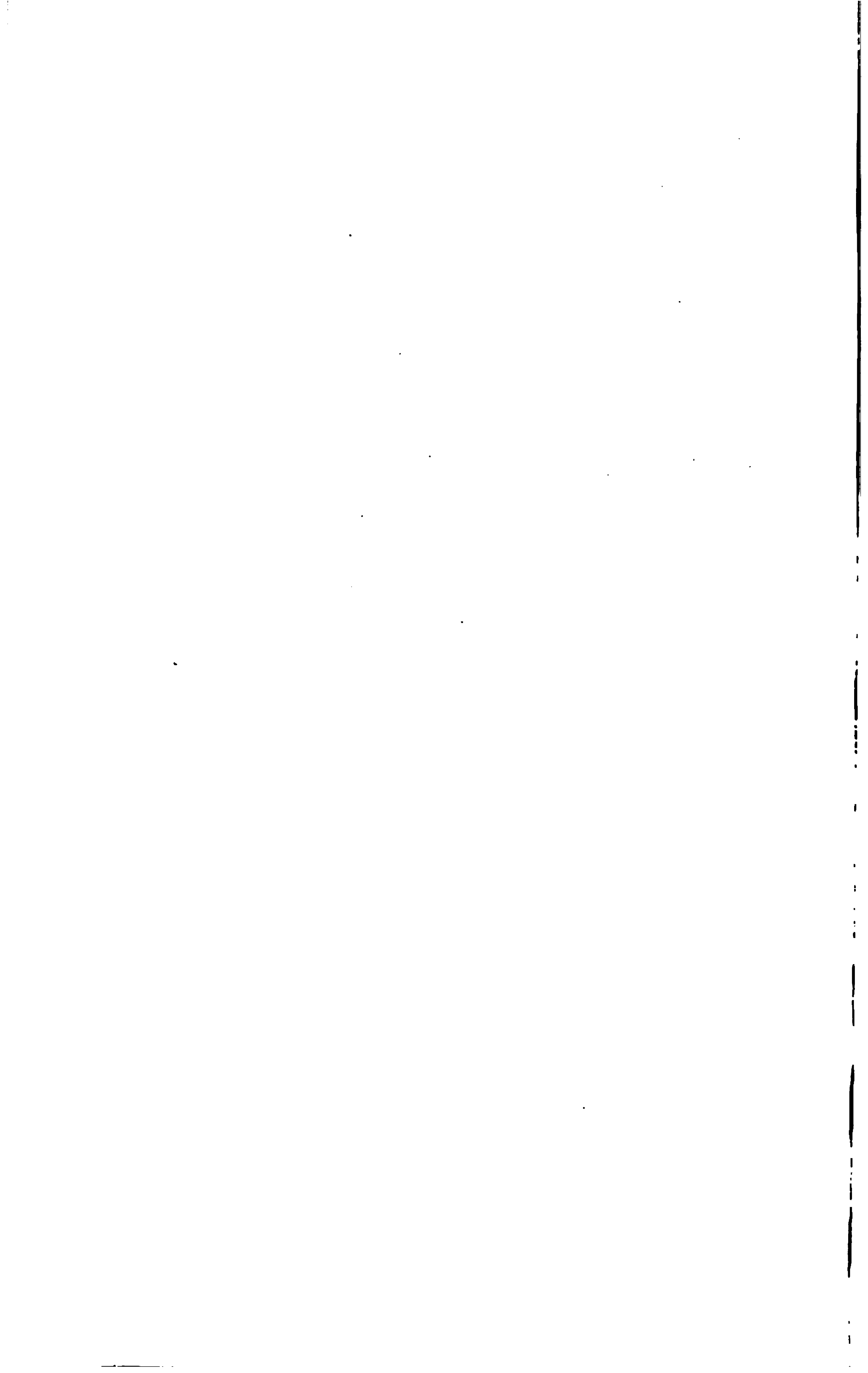
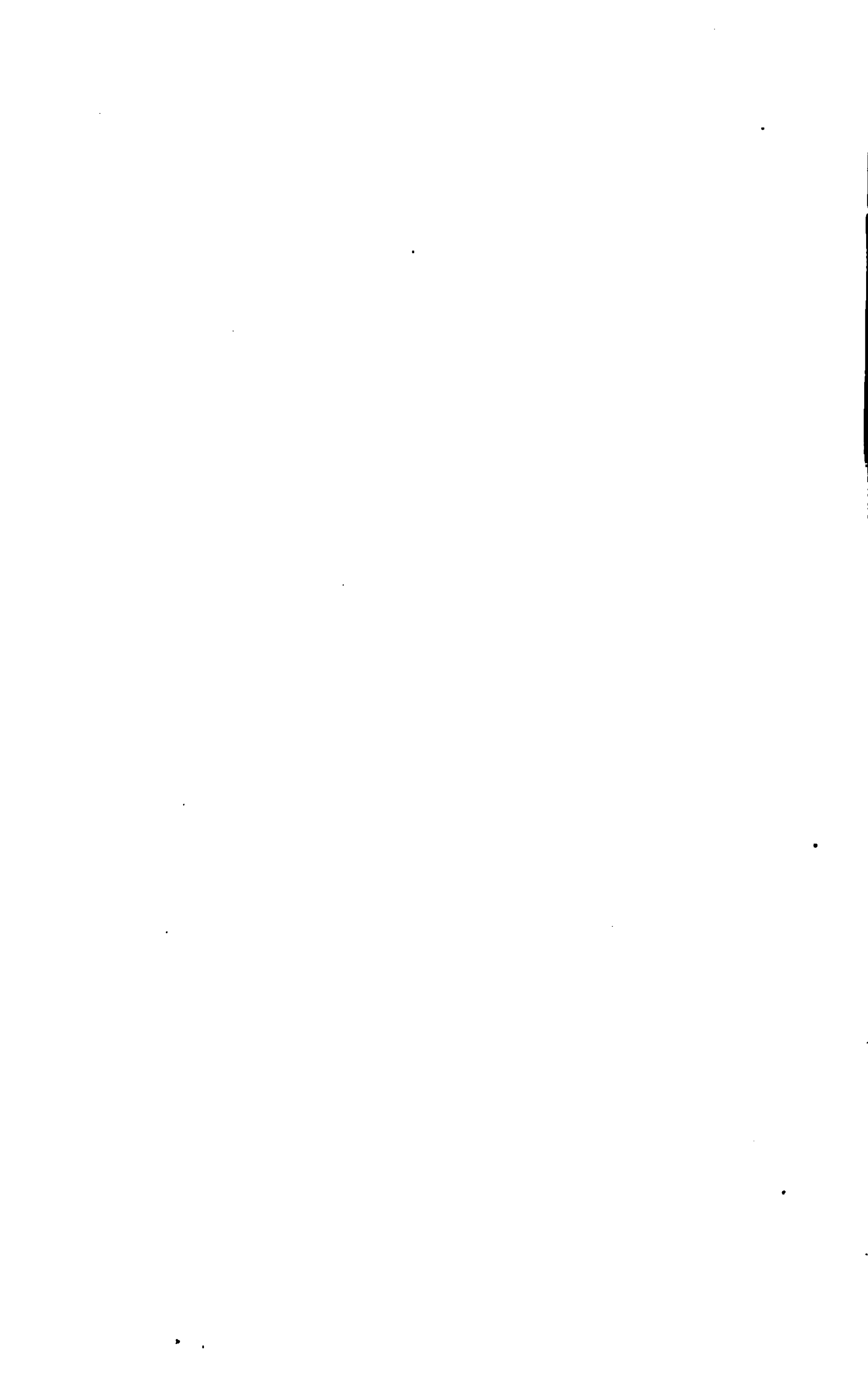




Fig. 175. — Conservation de l'angle inférieur de l'église Santa-Dominica à Montemurro, le 16 décembre 1857 (d'après Mallet).



tion d'un mur lorsque le mouvement séismique d'accélération maximum l'aborde par son pied. Il faut donc chercher ailleurs la confirmation de ce fait si important; on la trouve dans la catastrophe volcanique de Saint-Pierre de la Martinique du 8 mai 1902. Il n'y a là aucune hésitation sur la direction précise du choc, causé par la nuée ardente dévalant en ligne droite de l'évent de la Montagne Pelée, situé exactement au Nord. Or, les murs orientés N.-S. y restèrent debout en bien plus grand nombre que ceux dirigés E.-W., de sorte que, de loin, l'aspect de la cité détruite était tout différent suivant qu'on l'observait du Nord, de la vallée de la Roxelane par exemple, ou qu'on l'examinait à bord d'un navire ancré dans la baie. D'un point de vue, la ville paraissait rasée sans qu'il soit pour ainsi dire resté pierre sur pierre, tandis que, de l'autre, la direction des principales artères restait parfaitement reconnaissable[1].

On a vu dans la première partie qu'à la suite des recherches de Mallet, le crevassement des murs servait de base à la détermination de la profondeur de l'origine d'un tremblement de terre; mais cette méthode a dû être complètement abandonnée, à cause de l'exagération et surtout du désaccord des valeurs obtenues par ce procédé, pour un même tremblement de terre. La théorie s'est trouvée en défaut devant l'extrême complication du phénomène naturel, et il en est de même pour cette opinion théorique qu'un mur perd d'abord ses parties terminales, parce qu'en travaillant au crevassement, c'est-à-dire à la compression et à l'extension, ces parties, étant relativement libres, se séparent facilement du reste et tombent. Cela se vérifie assurément d'une manière assez générale, mais non complètement, puisque la théorie veut aussi que les parties supérieures se détachent sur une plus grande largeur. De la sorte, ce serait un triangle à sommet vers le bas qui devrait disparaître, et de même un tétraèdre, semblablement placé, à l'angle d'un édifice. Les circonstances réelles sont si variables que Mallet lui-même, sans s'arrêter à cette contradiction évidente entre la théorie et l'observation, a figuré, à propos du tremblement de terre napolitain du 16 décembre 1857, deux cas absolument inverses. Conformément à la théorie, l'angle supérieur de la cathédrale de Paterno s'écroulait, tandis qu'à Montemurro l'angle inférieur de l'église Santa Dominica restait seul debout. On voit ainsi avec quelle circonspection il faut tenir compte

[1] Tempest Anderson and John Flett. Report on the eruptions of the Soufrière, in St-Vincent, 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique. Part I (*Phil. Trans. Roy. Soc. of. London*, Series A. CC, p. 353, 1903). — Lacroix, *La Montagne Pelée et ses éruptions* (Paris, 1904).

de la théorie, et avec quel soin on doit recourir à l'observation pour établir des règles sûres pour construire en pays instables.

Les murs ne se crevassent pas seulement verticalement, ou plus ou moins obliquement : sous l'action du mouvement séismique horizontal ou ondulatoire, il s'y produit aussi parfois des fissures horizontales qui semblent démontrer l'existence de la composante verticale, si souvent mise en doute. Wähner a cité une observation très intéressante de ce genre et qui possède tous les caractères d'une chose vue. Lors du tremblement de terre d'Agram du 9 novembre 1880, une personne qui se trouvait dans la cour de la maison de correction pour femmes put apercevoir nettement, pendant un instant, un champ de trèfle situé de l'autre côté du mur d'enceinte par une crevasse horizontale de ce mur. On a vu beaucoup plus fréquemment les lèvres des crevasses verticales ou obliques s'écarter pendant le tremblement de terre.

La destruction d'un mur par renversement a été étudiée par Omôri[1], qui a donné la formule de stabilité permettant de calculer la hauteur x qu'on peut lui donner, sous une épaisseur donnée B, pour qu'il résiste à un tremblement de terre dont l'accélération maximum communiquée à une particule est a, et au delà de laquelle hauteur il se renverserait.

Il trouve :

$$x = \sqrt{\frac{F B g}{3 A w}}$$

w est le poids de l'unité de volume de la maçonnerie, F sa force de cohésion par unité de surface, ou la force qui graduellement appliquée serait juste suffisante pour vaincre l'adhérence de ses parties, A l'aire du mur à la section de rupture, g l'accélération de la gravité.

Les expériences à la table de choc ont donné des résultats numériques très suffisamment concordants avec ceux tirés de cette formule, dont l'exactitude a été établie par une autre voie, par le l[t] col. L. Bertrand[2], l'une et l'autre méthode conduisant à donner à un mur un profil parabolique pour qu'il présente sur toute sa hauteur, une résistance constante au renversement. Malheureusement, cette solution n'est admissible que dans certains cas très particuliers, des piles de pont par exemple. On ne peut raisonnablement pas la proposer pour les

[1] Seismic experiments on the fracturing and overturning of columns (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1900, IV, p. 69) — On the overturning and sliding of columns (*Id.*, 1903, XII, p. 8).

[2] Constructions et tremblements de terre. Note bibliographique (*Revue du Génie*, 1905, p. 307. Paris).



Fig. 176. — Façades renversées dans la rue Hayne à Charleston, le 31 aout 1886, et façades intactes dans la rue perpendiculaire (d'après Dutton).



habitations, quoiqu'un petit observatoire ait été construit de cette façon à Tokio.

La direction du mouvement séismique n'est pas un élément tellement imprécis et mal défini, comme le montre la séismologie moderne, que cependant les dommages constatés dans une ville après un tremblement de terre ne puissent permettre de distinguer les murs qui ont été détruits après avoir travaillé soit au renversement, soit au crevassement; en d'autres termes, on peut savoir *grosso modo* quelle était la direction principale de l'ébranlement. Cela est surtout facile dans les villes de l'Amérique dont les rues affectent deux directions perpendiculaires entre elles et, dès 1835, le naturaliste Darwin[1] avait, lors du voyage du *Beagle*, observé à Concepcion que les murs S. W. par l'Ouest ou N. E. par l'Est avaient beaucoup plus souffert que les autres au désastre du 20 février.

A Diano Marina, le 23 février 1887, l'église paroissiale, le campanile, la maison de charité et le palais Arduino souffrirent très peu, malgré leur grande élévation et au milieu de centaines de maisons détruites, parce que, d'après Taramelli et Mercalli[2], leurs façades étaient favorablement placées par rapport à la direction du mouvement séismique.

A Bellune, le 29 juin 1873, Bittner[3] observe que les maisons semblablement situées avaient aussi souffert de manière similaire, une même espèce de dégâts se répétant partout et formant un système particulier de fentes aux angles S. W et N. E. des maisons.

Les observations faites à Charleston après le tremblement de terre du 31 août 1886 sont encore plus probantes, parce que dans cette ville il y a un double réseau de rues perpendiculaires entre elles et que séparent entre eux la rue de Beaufain. La répartition des dommages relativement aux façades fut donc différente[4], mais dans les deux parties de la ville, en rapport avec la direction qui permettait aux murailles de travailler au renversement.

Il résulte de ces exemples, et d'autres nombreux et analogues que l'on pourrait citer, que dans une ville ce sont toujours les mêmes rues dont les façades souffrent le plus, parce qu'elles sont orientées

[1] *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South-America;* being the geology of the voyage of the *Beagle*, during the years 1835 and 1836 (London, 1851).

[2] Il terremoto ligure del 23 febbraio 1887 (*Ann. d. Uff. c. di Met. e di Geodin.*, VIII, parte IV. Roma, 1888).

[3] Beiträge zur Kenntniss des Erdbebens von Belluno von 29. Juni 1873 (*Sitzungsber, d. k. Ak. d. Wiss., nat. Cl.*, LXIX, IV, p. 541. Wien, 1894).

[4] Dutton. The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*U. S. Geol. Survey. Ninth Ann. Rep.*, Washington, 1887-88).

perpendiculairement au vertical séismique du tremblement de terre. Or, l'expérience montre qu'il varie peu. Par conséquent, on a là une indication utile pour l'orientation de rues nouvelles ou pour une reconstruction plus ou moins complète, comme ce fut le cas de San Francisco après le désastre du 18 avril 1906; les grandes artères y étaient justement dirigées de la plus dangereuse façon. Il n'y a guère lieu de s'arrêter à la solution proposée d'orienter les façades à 45° du vertical séismique habituel du lieu[1]. Tous les murs travailleraient également au renversement et au crevassement, mais on perdrait en même temps le bénéfice du soutien que les murs de refend donnent à ceux de façade. Cette ancienne solution a été reprise de nos jours.

Les fondations constituent le principal facteur de la solidité d'un édifice. Il n'est donc pas étonnant que les règles d'édilité leur aient consacré une attention particulière. Pownal[2] a établi que les monuments romains doivent en grande partie leur conservation, après des siècles de tremblements de terre, à l'excellence de leurs fondations poussées jusqu'au roc solide. Cette dernière observation donne clairement la règle à suivre. On doit la compléter en prescrivant de les faire continues et de ne pas lésiner sur les dimensions. L'emploi du béton hydraulique et d'un radier général se recommande tout particulièrement.

Des expériences directes exécutées au Japon confirment la nécessité de descendre beaucoup les fondations, car on y a constaté que le mouvement séismique est notablement plus considérable à la surface du sol qu'au fond des puits de 3 à 8 mètres de profondeur[3]. Faites à Tokio, du 15 janvier 1887 au 11 avril 1890, elles n'ont pas toujours donné un résultat tout à fait concordant pour certains chocs légers, mais, ce qui est important ici, la règle de la diminution des mouvements en profondeur se vérifie d'autant plus exactement que le séisme est plus intense. Ces observations confirment pleinement celles que Milne[4] avait exécutées à Tokyo en 1884 et 1885; de sorte qu'on a là un fait hors de doute, d'un double intérêt pour la séismologie théorique et pratique, permettant ainsi d'expliquer, au moins

[1] Sguario. *Specimen physico-geometricum de terræmotibus ad architecturam utilitatem concinnatum* (Venetiæ, 1756, p. 41).

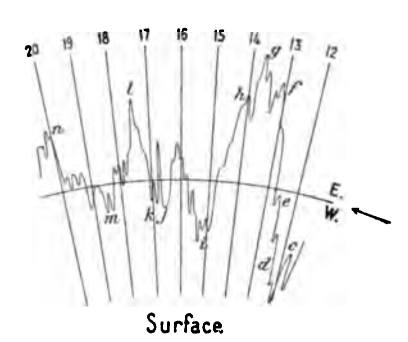
[2] On recent publications relating to the effects of earthquakes on structures (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1892, XVI, p. 1).

[3] Seikiya. Comparison of earthquake measurements made in a pit and on the surface ground (*Journ. coll. sc. imp. Univ.*, 1891, IV, part II).

[4] On a seismic survey made in Tokyo in 1884 and 1885 (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1887, X, p. 1).

dans une certaine mesure, pourquoi bien souvent les tremblements de terre perdent dans les mines une grande partie de leur énergie par rapport à celle qu'ils atteignent à la surface, ou même n'y sont point du tout ressentis.

Dans ces conditions se manifeste clairement le grand avantage que l'on obtient à descendre les fondations le plus possible, et à les rendre indépendantes latéralement du sol environnant, de façon à ce qu'elles participent moins au mouvement plus énergique de la surface. Il suffira pour cela de creuser le sol tout autour, et le terrain remblayé leur transmettra mal et affaiblies les vibrations séismiques.



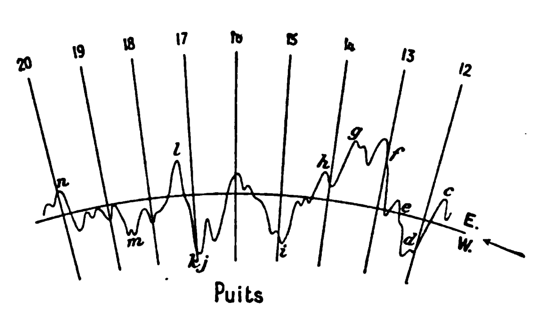


Fig. 177. — Portions de séismogrammes obtenus à la surface du sol et au fond d'un puits lors du tremblement de terre de Tokyo du 18 février 1889 (d'après Seikiya).

Comme cas particulier assez intéressant, il faut rappeler qu'à Melfi, le 14 août 1851, les habitations érigées sur les pentes avaient été surtout endommagées du côté de la colline. Mallet en a tiré cette conclusion qu'il faut, du côté interne, donner au parement extérieur des fondations un fruit en sens inverse de la pente, prescription dont la justesse a été vérifié à Casamicciola (Ischia), le 28 juillet 1883.

Enfin le système de fondations qui consiste, dans beaucoup de pays chauds, à ériger des cottages de charpentes sur des piliers de briques ou de maçonnerie est à prohiber formellement. Il s'est montré extrêmement dangereux à Charleston et aux environs, le 31 août 1886. Ces piliers se désorganisent, et l'habitation subit de graves dommages, au moins par gauchissement.

Les fondations sur pilotis se montrent généralement très sûres. On l'a constaté à Charleston, et aussi à Smyrne, le 29 juillet 1880, pour les constructions du port, élevées sur un terrain rapporté et

très mouvant naturellement[1], En noyant du béton entre les pilotis, et en recouvrant la surface supérieure d'une plateforme de la même matière, on sera certain d'obtenir d'excellents résultats.

On a songé [2] à supprimer les fondations, ou plutôt à les rendre mobiles, juxtaposition de mots qui, à première vue, paraît étrange, mais à laquelle on est arrivé assez logiquement. Les maisons populaires, au Japon, en sont en effet dépourvues; ce sont des cases en charpentes de bois, reposant par leurs angles sur de grosses pierres. Or, il est arrivé souvent que, relativement aux maisons européennes en maçonnerie, elles ont assez bien résisté à certains tremblements de terre violents. Sous l'action du mouvement séismique, elles quittent leurs supports et ne font que se gauchir par leur légère chute. On en a conclu faussement à leur immunité en l'attribuant à cette absence de fondations, au lieu d'en chercher la cause dans leur légèreté et leur élasticité; d'où l'idée de construire, en 1868, deux phares métalliques démontables destinés au Japon, et que l'on s'était proposé d'établir sans fondations comme la maison japonaise. Le navire qui les transportait ayant naufragé, cette très intéressante expérience ne put avoir lieu; on l'a cependant exécutée pour une chambre attenant à l'habitation de Milne[3] à Tokio ; les montants de sa charpente se terminaient par des plateaux de fonte placés au-dessus de semblables plateaux reposant sur des fondations, et, entre eux étaient interposées des boules de roulement, en fonte aussi. Cette pièce était véritablement aséismique, mais trop sensible à l'action du vent. C'est, en définitive, une solution purement théorique du problème des constructions en pays instables et seulement applicable à des cas très particuliers, cela se conçoit facilement. Ces fondations aséismiques avaient déjà été l'objet d'un brevet pris en 1874 pour des maisons sur roues, destinées à résister aux tremblements de terre[4].

Les dommages aux façades des édifices ne se produisent pas arbitrairement d'une manière quelconque et les ouvertures, portes et fenêtres, par les lignes de moindre résistance qu'elles y forment, sont le plus actif facteur de leur destruction. En effet, les crevasses

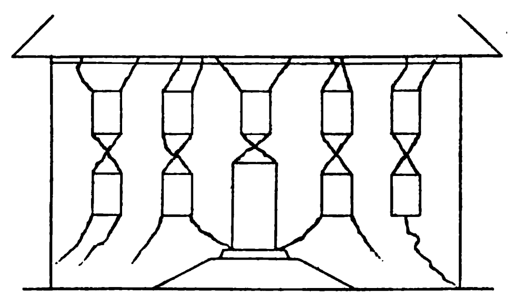
[1] Carpentin. Note sur les tremblements de terre de Smyrne (*Ann. de Chimie et de Phys.* 5e série, XXI. Paris, 1880).

[2] Stevenson. Notice on aseismatic arrangements, adapted to structures in countries subject to earthquake shocks (*Trans. Roy. scottish Soc. of Arts*, VII, p. 557. Edinburgh, 1868).

[3] An epitome of information useful to builders (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1889, XIV, p. 229).

[4] *The locomotive* (VII, April 1884. Hartford. U. S. A).

partent très généralement des angles des ouvertures, surtout des angles supérieurs, comme l'a démontré une enquête faite à Tokyo, après le tremblement de terre du 21 octobre 1885, sur 330 maisons du quartier européen[1]. Ces maisons étaient toutes du même modèle ou à peu près. Les fenêtres des étages étaient rectangulaires, ou surmontées par de très petites voûtes surbaissées et rencontrant les montants à angle vif, tandis que les portes et les fenêtres du rez-de-chaussée étaient à plein cintre. Or les ouvertures du rez-de-chaussée, qui n'étaient pas surmontées de balcons, étaient indemnes, et au contraire, aux étages, toutes étaient fissurées à l'angle des montants avec les linteaux ou les voûtes surbaissées. Comme on l'a souvent remarqué, ces fissures affectent surtout les tranches verticales correspondant aux ouvertues, au lieu de s'attaquer aux trumeaux.


Fig. 178. — Ecole de Domschale dont toutes les ouvertures furent fissurées par le tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 (d'après Fr.-E. Suess).

D'après ses nombreuses observations à la suite du tremblement de terre dn Japon central du 28 octobre 1891, Conder a démontré que le linteau horizontal est la plus mauvaise manière de terminer une ouverture à sa partie supérieure; par ordre de sécurité croissante, on a la voûte surbaisssée, le plein cintre et l'ogive. Cette dernière est d'ailleurs peu recommandable, parce qu'elle affaiblit trop le mur, dans le sens vertical. Si le linteau horizontal est conservé, on peut l'améliorer en laissant un vide à ses extrémités, ce qui lui donne du jeu pour osciller ou vibrer librement, et mieux encore on le recouvrira d'une petite voûte surbaissée.

D'une ouverture à celle qui la surmonte, les fissures prennent souvent une disposition diagonale.

On vu quelles vaines espérances Mallet et les séismologues qui l'ont imité avaient fondées sur l'observation des crevasses des édifices pour la détermination de la profondeur de l'hypocentre; un graphique (fig. 31), établi à ce propos et relatif au tremblement de terre des Pouilles du 16 décembre 1857, donne la raison de cet

[1] Milne. Effects produced by earthquakes upon buildings (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1889, XIV, p. 43).

irrémédiable insuccès dû à la conception, reconnue fausse maintenant, de dimensions assez restreintes pour être considérées comme un point géométrique. Cependant ce graphique permet d'intéressantes remarques sur la formation des crevasses, et en même temps explique pourquoi, au lieu d'être en relation avec le front des ondes séismiques de dilatation et de condensation, comme le voulait Mallet, elles résultent principalement du mode de construction. Ce grand séismologue avait très judicieusement conseillé de choisir pour la détermination de la profondeur de l'hypocentre les fissures des grands édifices aussi dépourvus d'ouvertures que possible; la cathédrale de Potenza lui avait semblé un de ceux qui réalisent le mieux ces conditions. C'est que les ouvertures déterminent dans un mur des lignes de moindre résistance, qui auront la plus grande influence sur la position et la direction des fissures. Dans le graphique dont il s'agit, on note que les normales aux crevasses, c'est-à-dire, dans l'opinion de Mallet, les lignes de propagation passant par l'hypocentre, ont, pour les localités les plus rapprochées du foyer supposé, des directions tout à fait désordonnées. Au contraire, dès que la distance devient plus considérable, par conséquent pour les édifices situés dans les localités situées vers les frontières de l'aire pléistoséiste, ces normales forment un faisceau de lignes presque parallèles. Il est facile d'apercevoir la raison de ce fait remarquable, qui se retrouve pour le tremblement de terre d'Ischia du 28 juillet 1883[1]. De même que les crevasses se produisent, comme on l'a si souvent constaté, entre les ouvertures des étages successifs, parce qu'elles sont déterminées par les lignes de moindre résistance, de même, dans une maçonnerie, elles suivent généralement les joints du mortier, cette matière étant bien rarement plus résistante que les briques ou les moellons qu'elle réunit. Or les briques ou les moellons sont d'ordinaire disposés en couches successives et les joints d'une assise correspondent aux pleins de celles qui la comprennent. Aussi les crevasses courent en zig-zag d'une assise à l'autre, en suivant successivement les joints verticaux et horizontaux, de manière à former des lignes obliques dont l'inclinaison dépend uniquement des rapports moyens entre l'épaisseur et la demi-longueur de l'élément du mur, brique ou moellon. Dans un même pays, soit pour les briques à cause d'habitudes traditionnelles, soit pour les moellons suivant la nature des matériaux les plus communs, ces dimensions et, par suite, leur rapport ou l'inclinaison des crevasses seront à

[1] Davison. *A Study of recent earthquakes* (London, 1905).

peu près uniformes d'un édifice à l'autre. C'est ce que traduit le graphique pour les localités les plus éloignées. L'inclinaison des normales aux fissures sera donc complémentaire de l'inclinaison définie par le rapport de l'épaisseur à la demi-longueur des éléments des murs. Mais dans la zone centrale, la plus éprouvée, les circonstances du mouvement séismique sont trop complexes pour laisser place à la manisfestation d'une loi quelconque de crevassement et, suivant l'intensité, il arrivera que les crevasses intéressent même les éléments constitutifs de la maçonnerie, sans se contenter de suivre exclusivement leurs joints tant horizontaux que verticaux.

Les ouvertures constituant dans une façade deux lignes de moindre résistance, l'une horizontale, l'autre verticale, Perry[1] a proposé de faire correspondre les fenêtres d'un étage aux trumeaux de ceux qui le comprennent. Il espère de la sorte diminuer les chances de destruction. En réalité, il obtient une façade beaucoup plus faible, et dont les deux lignes de moindre résistance sont inclinées de 45 degrés sur l'horizon, avantage tout à fait illusoire. D'ailleurs l'étrangeté de cette solution suffirait, à elle seule, à la faire généralement rejeter.

Les ouvertures d'une façade la mettent pour ainsi dire dans les conditions d'une feuille de timbres-poste, ou d'une page de livre à souche, et correspondent à leurs lignes de perforation.

Les planchers demandent, quant à leur agencement avec le reste de la construction, une attention toute spéciale, parce que le manque de synchronisme de mouvement avec les murs en amène la destruction, par une sorte de coup de bélier. Il faut donc, ou bien les rendre solidaires de l'édifice, ce qui peut augmenter la solidité de l'ensemble, ou les en rendre indépendants au moyen d'un certain jeu dans l'encastrement des poutres dans le mur. Mais cette seconde solution exige que tout soit calculé de telle manière que, pendant l'oscillation du mur, les poutres ne risquent pas d'abandonner complètement leur soutien à un moment donné, ce qui permettrait la chute du plancher. Ainsi Taramelli et Mercalli[2] citent ce cas curieux d'une maison d'Oneglia qui, le 23 février 1887, s'est vidée du haut en bas, par la chute de ses trois planchers les uns sur les autres, et qui s'était ainsi transformée en une sorte de puits, constitué par ses murs extérieurs.

Les carrelages des planchers se désorganisent avec la plus grande facilité. Il y aura grand avantage à les remplacer par une sur-

[1] Cf. Milne. Effects produced by earthquakes upon buildings (*Trans. Seism. Soc. of japan*, 1889, XIV).

[2] Il terremoto ligure del 23 febbraio 1847 (*Ann. Uff. c. di met. e di geod.*, VIII, parte IV. Roma, 1888).

face continue de ciment, de béton, d'asphalte, formant un tout, dont le fissurage se réparera aisément.

On ne possède pas d'observations relativement aux séries de petites voûtes ou de maçonnerie, reposant à angle vif sur les ailes des poutres de fers à T, souvent usités dans les grands édifices. *A priori*, ce doit être un mode très défectueux.

Au palais neuf de Murshidabad, les planchers, formés de voûtes de briques très surbaissées, et allant de mur à mur, s'effondrèrent le 12 juin 1897. Il n'en resta que les murailles, tandis que le vieux palais ne souffrit que fort peu[1].

Après le tremblement de terre du 16 février 1716[2], le dey d'Alger ordonna de faire dépasser notablement les parements extérieurs des murs de façade par les poutrelles des planchers. On ignore d'ailleurs si cette prescription a été obéie et suivie de bon effet.

La chute des revêtements des plafonds ne présente pas grand danger pour la vie des habitants, mais elle inspire une grande frayeur et, pour un hôtel de grandes dimensions comme l'hôtel impérial de Tokyo, qui spécule sur sa bonne construction pour se dire à l'abri des tremblements de terre et attirer une riche clientèle étrangère, ce genre de dommages, fréquent par des secousses simplement sévères, équivaut à la ruine[3]. Il n'y a pas de dispositif spécial à recommander. On apportera seulement un soin tout particulier à la liaison entre le mortier et le lattis, en évitant soigneusement les lourds ornements, rosaces, etc., que l'on pourra faire en carton-pâte.

La chute des cheminées des habitations atteint, même par des séismes non destructeurs, une proportion dont on se ferait difficilement une idée, si l'on ne savait qu'il en est tombé 95 0/0 des 15000 de Charleston le 31 août 1886[4]. Ce genre de dommages sert justement à caractériser le degré VIII de l'échelle des intensités De Rossi-Forel. Une si facile destruction résulte simplement, et sans conteste possible, du non-synchronisme des vibrations, de sorte qu'elles sont généralement coupées au ras du toit.

Les séismologues du Japon se sont beaucoup occupés de cette question, et l'expérience leur a montré qu'il faut rendre les cheminées indépendantes du reste de la construction; et les règles d'Ischia ont très judicieusement prescrit cette précaution conservatrice. Il ne faut

[1] R. D. Oldham. Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. geol. Survey. of India*, XXIX. Calcutta, 1899).

[2] Chesneau. Note sur les tremblements de terre en Algérie (*Ann. des mines*, 1892. p. 1).

[3] Milne. *Seismology* (London, 1898).

[4] Dutton. The Charleston earthquake of August 31st 1886 (*U. S. Geol. Survey Ninth. Ann. Rep.*).



Fig. 179. — Chute du crépis de la façade d'une maison de Calcutta, le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).



Fig. 180. — Chute d'une portion de corniche et de balustrade d'une maison de Calcutta, le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).



pas, non plus, en surcharger le sommet par des motifs architecturaux. Ce fut par ces moyens préventifs, suggérés par les dégâts du tremblement de terre du 22 février 1880, que l'on en évita d'aussi grands le 15 janvier 1887. Mais, petit à petit, les constructeurs, enhardis par le succès, revinrent aux anciens errements, faute qu'ils payèrent chèrement le 20 juin 1894. Un exemple de la nécessité de permettre à l'habitation et aux cheminées de vibrer librement l'une par rapport à l'autre est celui, relaté par Milne[1], d'une cheminée extérieure que l'on avait eu l'idée malencontreuse de réunir à l'habitation, au moyen d'une embrasse et d'une tige de fer. Elle fut coupée net au niveau de la liaison.

On doit envisager avec confiance le palliatif qui consiste à ne monter la maçonnerie d'une cheminée que jusqu'au toit, et à la terminer à la hauteur voulue au moyen d'un tuyau métallique.

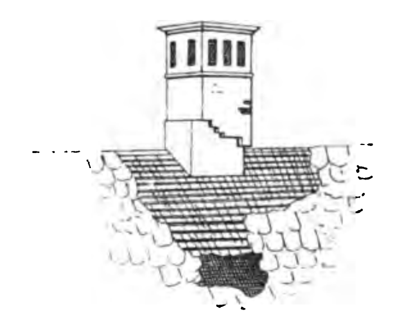


Fig. 181. — Désorganisation de toit et rupture de cheminée lors du tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 (d'après Fr.-E. Suess).

Comme pour l'orientation des murs d'un édifice, il résulte des observations de Faidiga[2], lors du tremblenent de terre de Sinj (Dalmatie), du 2 juillet 1898, que les cheminées travaillent au renversement ou à la compression et à l'extension, comme les murs auxquels elles sont attachées. Il est donc préférable de les fixer aux longs murs dirigés dans le vertical séismique.

Les balcons sont un des plus dangereux motifs architecturaux et doivent être interdits, quoique les règles de Manille et d'Ischia aient cru devoir les conserver, en leur appliquant, il est vrai, des restrictions quant à leurs dimensions et à leur saillie. Le 22 février 1880, on les a vus, à Tokyo, suffire à faire crevasser les ouvertures placées au-dessous.

Fouqué[3] condamne tout aussi formellement, et avec raison, les corniches et les balustrades qui couronnent si souvent les façades

[1] Effects produced by earthquakes upon buildings (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1889, XIV, p. 43).

[2] Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898 (*Mitth. d. Erdbeben. Com. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, XVII, 1903).

[3] Rapport sur le tremblement de terre de Céphalonie et de Métélin (*Arch. miss. sc. et litt.*, 2e série, IV, p. 445. Paris, 1868).

des édifices importants ou luxueux et dont il avait pu constater le danger au tremblement de terre de Lixuri (Céphalonie), le 11 février 1867, pour les villas de la riche colonie anglaise. Leur présence avait suffi à entraîner la chute de l'étage supérieur.

Oldham a fait des observations analogues à Calcutta, lors du grand tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897. Cette ville souffrit beaucoup plus que ne peut l'expliquer l'intensité réelle du séisme à une si grande distance de l'aire épicentrale. C'est que la plupart des maisons étaient surmontées de lourdes, mais faibles balustrades, dont le garde-corps supérieur était supporté par des colonnettes en poterie, creuses et remplies de plâtre. L'inertie du garde-corps a suffi à les briser à leurs parties les plus étroites et elles se sont écroulées en abîmant tout dans leur chute, balcons, vérandahs, etc., et tuant ou blessant les habitants dans la rue.



Fig. 182. — Corniche et balustrade des maisons de Calcutta (d'après Oldham).

Wähner et Von Prudnik[1] ont beaucoup insisté sur le peu de résistance que les murs de refend ont montrée, relativement à ceux de façade, dans plusieurs édifices importants d'Agram, lors du tremblement de terre du 9 novembre 1880. Cela tient à ce que l'on soigne rarement autant qu'on le devrait leur liaison avec les murs principaux, et à ce que les planchers les désorganisaient par leurs vibrations non synchroniques. Aussi les règles de Manille proscrivent-elles, pour leur construction, l'emploi de la brique et prescrivent celui de la tôle, palliatif évidemmemment inacceptable pour les grands édifices. On ne devra non plus jamais élever de galandages en briques de champ.

Les cages d'escalier doivent être particulièrement soignées, et l'on doit condamner le mode de construction qui consiste à n'encastrer les marches dans les murs que par une seule de leurs extré-

[1] Das Erdbeben von Agram im Jahre 1880 (*Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt*, VI, p. 3, 47. Budapest, 1882).

mités[1]. Le porte-à-faux devient alors une cause de destruction. Les marches des escaliers à vis se rompent en leur milieu, comme cela s'est produit le 14 avril 1895, à la tour du Sacré-Cœur, à Laibach[2].

Les soubassements présentent, en général, les inconvénients des murs en pierres de taille, c'est-à-dire qu'ils sont d'autant plus dangereux qu'ils sont plus soignés. On peut cependant recommander, en cas de nécessité, le dispositif que Conder a vu si efficace au magasin à poudre de Nagoya, lors du tremblement de terre du 28 octobre 1891, mais qui, d'ailleurs, avait été employé dans un tout autre but, celui d'empêcher l'accès de l'humidité dans l'intérieur. Le reste des murs était en briques, et ce fut grâce à ce soubassement, sans doute, que ce bâtiment resta seul indemne ou à peu près, parmi ceux de construction similaire, du moins à l'exclusion du soubassement.

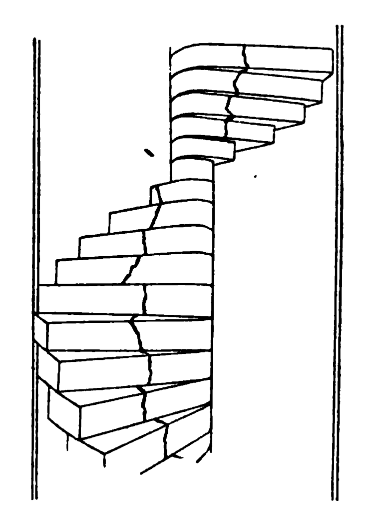


Fig. 183. — Rupture de l'escalier à vis de la tour du Sacré-Cœur de Jésus-Christ lors du tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 (d'après Fr.-E. Suess).

Les colonnades des portiques et des entrées monumentales se sont montrées fort dangereuses le 31 août 1887, à Charleston, et le 12 juin 1897, à Calcutta. Il faudrait, pour les stabiliser, leur donner un grand diamètre par rapport à leur hauteur, ce qui leur enlèverait tout caractère artistique. Mieux vaut donc les condamner, ainsi que les cariatides.

La voûte est un des plus importants des éléments des constructions. Imaginé pour résister à un effort vertical, il est inefficace contre tout mouvement horizontal. Dans son étude sur le tremblement de terre de la Basilicate du 16 décembre 1857, Mallet a constaté que c'est le plus déplorable élément architectural que l'on puisse imaginer. Taramelli et Mercalli ont observé qu'au désastre de la Ligurie du 23 février 1887, son emploi très général causa, dans la partie italienne de la Riviera, 90 0/0 des victimes, d'ailleurs

[1] Bertelli. Relazione di alcune conferenze geodinamiche tenute in Firenze nel maggio 1887, risguardante anche le norme edilizie per attenuare i pericoli dei danni nei terremoti (*Bull. vulc. ital.*, 1887, XIV, p. 23).

[2] Fr.-E. Suess. Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, XLVI, p. 411. Wien, 1897).

beaucoup plus nombreuses que dans le Niçois. Les maisons opposées des rues étroites de certains bourgs, comme Taggia, sont étayées entre elles par des voûtes tendues de l'une à l'autre et ces *Pontini*, comme on les appelle, passent pour avoir été destinés à réparer les dommages du 25 décembre 1222, intention qui, si elle est exacte, s'est montrée bien malencontreuse lors des tremblements de terre du 26 mai 1831 et du 23 février 1887.

Les églises sont généralement très gravement atteintes, et la chute de leurs voûtes a bien des fois causé la mort de nombreux fidèles. Qui ne se rappelle celle de Bajardo, sous les décombres de laquelle 217 personnes trouvèrent leur tombeau, sans compter près 50 blessés, le 23 février 1887[1]?

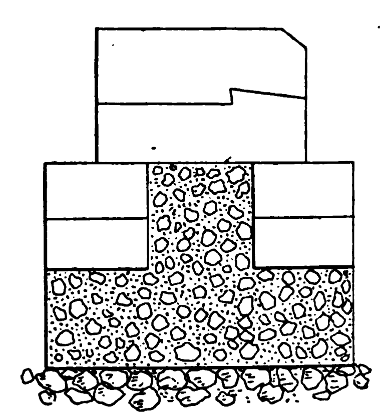


Fig. 184. — Soubassement du magasin à poudre de la citadelle de Nagoya resté indemne le 28 octobre 1891 (d'après Conder).

L'écartement des pieds-droits des voûtes cause leur destruction; mais c'est de très diverse façon qu'elles s'ouvrent à la clef. Tantôt celle-ci est chassée vers le haut, comme le relate Mallet pour l'église de Polla, le 16 décembre 1857, et tantôt elle tombe, comme à l'église Santa Maria del Socorro à Livourne, le 14 août 1846; enfin, Conder relate que le 28 octobre 1891, à Nagoya, une voûte de briques perdit, par projection hors du plan perpendiculaire à son axe, un paquet de cinq briques à mi-distance entre la naissance et la clef. Dans tous ces cas, la voûte s'est ouverte, et en se refermant a, pour ainsi dire, rattrappé au vol la partie détachée, qu'elle ait été poussée vers le haut, lorsqu'elle était en train de tomber sur le sol, ou qu'elle ait été lancée latéralement.

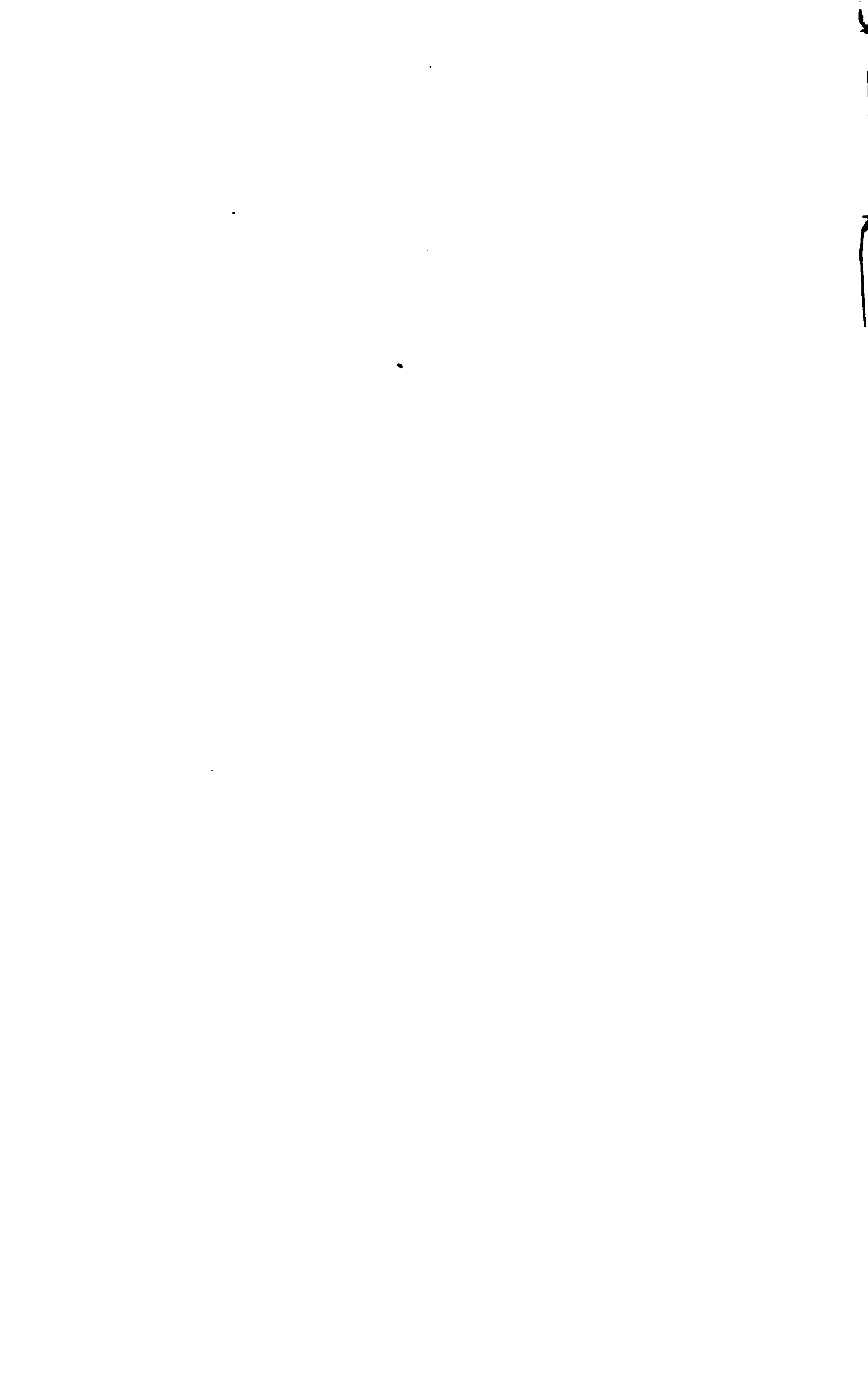
Au tremblement de terre du Cachar du 10 janvier 1869[2], la scierie de Kochela, abandonnée, il est vrai, mais en parfait état de conservation, sauf l'absence de toiture, fut détruite de la plus curieuse façon. Son plan formait un grand rectangle, dont les murs d'enceinte étaient, de tous côtés, formés de grandes arcades reposant sur des piliers de maçonnerie. Après le tremblement de terre, on vit ces arches comme rabattues sur le plan horizontal et il fallait s'en

[1] Taramelli e Mercalli. Il terremoto ligure del 23 febbraio 1887 (*Ann. d. Uff. c. di Met. el di Geodin.*, 1888, VIII, parte IV).

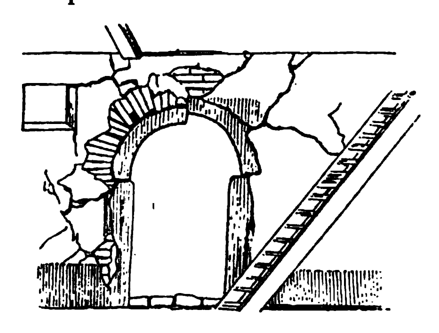
[2] T. Oldham. The Cachar earthquake of january 10th 1869 (*Mem. geol. Survey of India*, XIX, part 1. Calcutta, 1882).



Fig. 185. — Chute de la colonnade de l'Hibernian Hall à Charleston, le 31 aout 1886 (d'après Dutton).

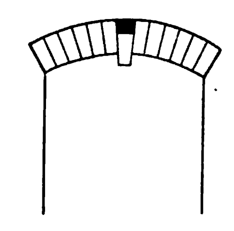


approcher et y regarder de près pour s'apercevoir que pieds-droits et arches avaient été complètement désagrégés par le heurt contre le sol à la fin du renversement tant ces éléments semblaient intacts. Le rabattement avait été simplement un peu trop brutal. Ce qu'il faut en retenir ici, à propos des voûtes, c'est que les choses ne se seraient point passées de la sorte si le toit leur avait apporté sa surcharge. On notera que les quatre angles de la construction étaient restés debout.



On voit ainsi avec quelle diversité les voûtes se détruisent sous l'action des tremblements de terre.

R. D. Oldham a observé, au désastre de l'Assam du 12 juin 1897, que dans tout le Bengale, c'est-à-dire déjà fort loin de la région épicentrale, les structures les plus éprouvées furent les voûtes. A Bardwan, on nota qu'elles furent d'autant plus endommagées qu'elles étaient plus surbaissées, ce qui confirmerait l'opinion de Conder, rappelée plus haut, à propos des ouvertures des façades, relativement à l'avantage que présenterait l'ogive, et qu'avait déjà énoncée Ibarra[1] en faveur des monuments gothiques. Il serait, assurément, imprudent de s'y fier aveuglément puisqu'on a vu, le 5 février 1855, à Guenset, en Kabylie, les ogives mauresques toutes brisées à l'angle supérieur.



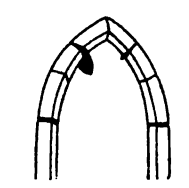


Fig. 186.— Divers dommages à des voûtes lors du tremblement de terre de Laibach du 14 avril 1895 (d'après Fr.-E. Suess).

Au tremblement de terre de l'Assam, on constata qu'à Berhampur (Oldham) les séries d'arcades des édifices publics, tout à fait semblables à celles de la rue de Rivoli, à Paris, se comportèrent parfaitement bien, quelle que fût leur direction par rapport au vertical séismique. Il semble qu'elles se soient prêté un mutuel appui ; mais, en raison de la distance considérable de cette ville à la région pléistoséiste, cette conclusion serait hasardée, et en tenir compte pourrait causer bien des déceptions.

[1] *Temblores y terremotos en Caracas* (Caracas, 1862).

Naturellement, les dômes ou les chœurs d'église sont encore plus instables que les voûtes simples, et c'est par centaines que l'on pourrait en citer les cas de destruction.

On ne s'étonnera plus de l'extrême instabilité d'un certain genre de monuments indous, composés d'un dôme circulaire supporté par un certain nombre d'arcades voûtées faisant le tour de l'édifice, le plus souvent au nombre de huit. Ces constructions ont particulièrement

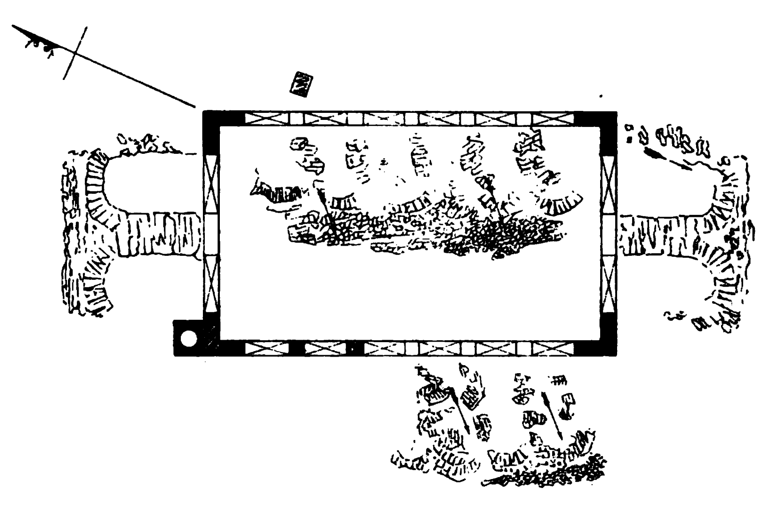


Fig. 187. — Scierie de Kochela (Cachar) détruite le 10 janvier 1869 (d'après R. D. Oldham).

souffert le 10 janvier 1869 et le 12 juin 1897, et les Anglais ont eu le plus grand tort d'en copier la disposition si périlleuse.

L'extrême danger des constructions voûtées disparaît lorsque leur axe est vertical ; c'est qu'alors elles sont parfaitement disposées à résister à un effort horizontal comme celui du mouvement séismique. Aussi voit-on souvent les tours résister victorieusement, au milieu d'édifices renversés. Ainsi à Melfi, le 14 août 1851 [1], l'église s'écroula complètement, à l'exception d'une tour à grand diamètre qui ne perdit que certaines portions, entraînées par la chute du reste de l'édifice. Cet exemple est très instructif, puisqu'il montre simultanément dans un même monument la fragilité et la résistance des voûtes, suivant que leur axe est horizontal ou vertical.

Ces qualités de résistance des tours circulaires expliquent certainement, au moins en partie, pourquoi aucune destruction de phare n'est parvenue à notre connaissance, quoique les désastres du Chili,

[1] Paci. *Relazione dei tremuoti di Basilicata del 1851* (Napoli, 1853).

de la Californie, du Japon et des Philippines ait souvent été désastreux à leur voisinage immédiat. Ces édifices sont, il est vrai, toujours construits avec le plus grand soin, parce qu'ils sont destinés à affronter l'assaut de vents violents et de vagues gigantesques. Mais cela ne suffirait probablement pas à les sauver des mouvements séismiques, parce que, d'autre part, ils sont souvent bâtis en pierres de taille, mode que l'on a dû signaler comme assez dangereux par lui-même.

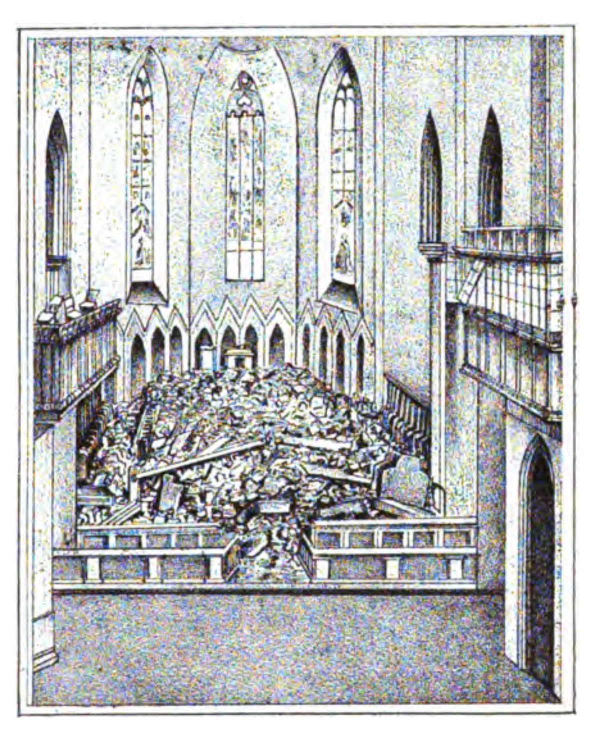


Fig. 188. — Destruction de la voûte du chœur de la Cathédrale d'Agram le 9 novembre 1880. (d'après von Prudnik).

De nombreux voyageurs ont observé que souvent, en Orient, les minarets élancés se dressent encore fièrement au-dessus des ruines accumulées à leur pied par les tremblements de terre et qu'une incurie séculaire a négligé de relever. La conservation étrange au premier abord, de ces monuments apparemment si fragiles, n'a pas d'autre secret que l'emploi de la tour circulaire, et les villes d'Arménie, en particulier, en montrent bien des exemples.

L'important élément d'un édifice qu'est son toit constitue pour lui un danger fort à craindre, à cause de la surcharge qu'il impose aux murs et de son inertie qui l'empêche de suivre synchroniquement les oscillations de ces derniers. Du reste, comme les mouvements des murs opposés se contrarient, c'est-à-dire n'ont pas les mêmes phases, il y aura toujours tendance à ce que la sablière se détache de leur partie supérieure, de sorte que la toiture, venant à manquer de soutien et fût-elle même très légère, tombe en aidant au renversement des murailles. La composante verticale du mouvement séismique remplit encore ici un rôle des plus dangereux ; c'est aussi

avec beaucoup de raison et tout à fait en conformité avec l'expérience que Stradal[1] regarde les oscillations des combles comme une des plus puissantes causes de destruction des murs.

Il est donc rationnel d'assurer une parfaite et indissoluble liaison entre la toiture et les murailles, à moins qu'on ne veuille, au contraire, les rendre tout à fait indépendantes, solution analogue à celle des fondations aséismiques, au moyen de boules ou de rouleaux interposés; ce qu'on pourrait appeler des toitures libres s'est montré fort avantageux pour l'ancienne école des ingénieurs (Kubudaigako) à Tokyo; cet édifice est resté intact lors des nombreux tremblements ressentis dans cette ville pendant plus de vingt ans[2], tandis que les autres bâtiments de l'Université souffraient plus ou moins, à diverses reprises, au cours de cette période.



Fig. 189. — Fente à la coupole de la mosqués Djouma à Chémakha lors du tremblement de terre du 31 janvier 1902 (d'après Weber).

On a eu l'occasion, lors du tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier 1902, d'observer plusieurs fois que si la charpente de la toiture dépasse le mur, son avancée suffit souvent à s'opposer au renversement de celui-ci[3]. Ce fait mérite d'être mis en évidence et ne devra pas être oublié.

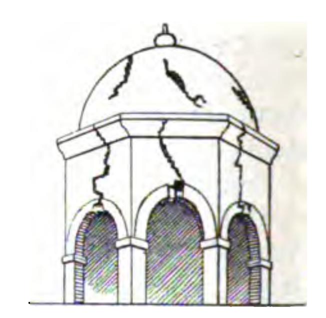


Fig. 190. — Tour octogonale de garde de la prison de Bhaghalpur endommagée le 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

La charpente d'une toiture doit être constituée conformément au principe des triangles invariables, et les fermes doivent être solidement reliées entre elles. Si ces deux précautions ont été

[1] Bautechnische Studien anlässlich des Laibacher Erdbebens (*Zeitschr. d. Oesterr. Ingenieur-und Architecten Vereines*, 1896, Nr. 17 u. 18. Wien).

[2] Milne. *Seismology*, p. 158 (London, 1898).

[3] Ter-Michelow. Tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier 1902 (*Travaux de la section de Bakou de la société impériale technique russe*, Mars 1902, p. 211. En russe).

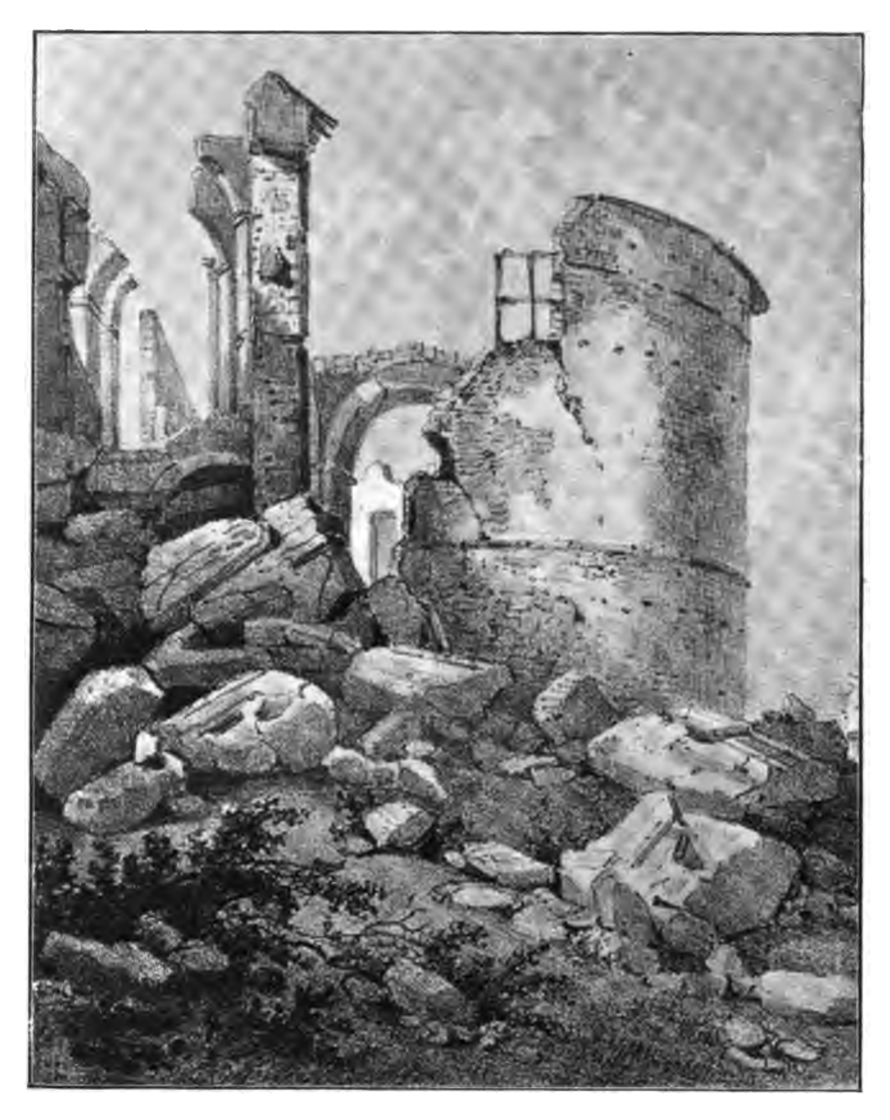


Fig. 191. — Résistance de la tour de l'église de Melpi, le 14 aout 1851 (d'après Paci).



prises, les toits souffriront peu de dommages propres, à moins qu'ils ne tombent faute d'être soutenus par les murs renversés. Et, en effet, on les voit très généralement rester intacts, quelle que soit l'importance des dégâts infligés au reste de l'édifice qu'ils recouvrent, pourvu toutefois que leurs fermes soient convenablement liées entre elles ; c'est ainsi que Conder cite, lors du tremblement de terre du Japon Central, du 28 octobre 1891, plusieurs exemples de toitures à l'européenne qui, après l'événement, avaient pris une forme ondulée dont les ventres correspondaient aux fermes qui, faute de liaison suffisante avec leurs voisines, s'étaient inclinées.

Le principal dégât qu'éprouvent les toitures consiste dans la chute des tuiles et des ardoises, ce qui cause fréquemment la mort de nombreuses victimes frappées juste au moment où elles se précipitaient hors de leurs habitations, cela même par des secousses assez peu sévères pour ne pas produire d'autres effets graves. On devra donc soigner tout particulièrement le mode d'attache des matériaux de couverture, et la certitude d'en éviter la chute ne s'obtiendra que par l'emploi du zinc ondulé, rendu obligatoire aux Philippines, mais qui présente dans les pays chauds l'inconvénient d'emmagasiner la chaleur. On a proposé d'y remédier au moyen d'une double couverture, moyen trop coûteux pour être réellement pratique. La chute des tuiles peut aussi être arrêtée si l'on adopte le relèvement de la toiture chinoise, si caractéristique.

Les édifices ne périssent pas seulement par la ruine de leurs diverses parties prises isolément, les dispositions générales de l'ensemble ont une influence considérable sur sa conservation ou sa destruction.

En ce qui concerne le plan d'un édifice, Conder a émis cette opinion très judicieuse qu'il doit être aussi simple et compact que possible, sinon les parties annexes tendent à se séparer du bâtiment principal. Il cite à l'appui le cas des tours latérales de la fabrique de coton d'Osaka, que le tremblement de terre du 28 octobre 1891 détacha. Le non-synchronisme des vibrations des parties contiguës joue ici un rôle destructeur bien caractérisé.

L'expérience montre avec quelle facilité les faibles secousses séismiques sont observées aux étages supérieurs des habitations qui oscillent comme un pendule renversé. Aussi, le danger des étages nombreux a été reconnu depuis des siècles dans les pays à tremblements de terre et a constamment fait l'objet des prescriptions les plus sévères des règlements d'édilité. Les Péruviens traitèrent de folie homicide l'édification de maisons à étages par les Conquistadors

espagnols à Lima, et ceux-ci payèrent cher, le 17 juin 1578, l'erreur de n'avoir pas cru aux conseils de leurs vaincus. L'oubli de cette obligation a été fatal en bien des circonstances, en particulier, le 23 février 1887, sur la côte d'Azur; la leçon y a d'ailleurs été complètement perdue.

On se rendra un compte exact du danger des étages en se reportant aux expériences japonaises exécutées en 1883[1]. On avait choisi pour cela, près du collège impérial des ingénieurs, à Tokyo, deux habitations à 20 mètres de distance l'une de l'autre. L'une était en briques avec charpente intérieure de bois et une lourde toiture; l'autre était en bois et plâtre. Des séismographes identiques y furent installés et y fonctionnèrent, du 30 novembre 1883 au 11 juin 1884, sous l'action de vingt-sept tremblements de terre. En prenant pour unité, dans chaque cas, le mouvement enregistré au rez-de-chaussée de la première habitation, ceux enregistrés au premier étage de celle-ci, au rez-de-chaussée et au premier étage de celle-là furent en moyenne 1,6 ; 2 et 3, 4. On voit que la nature des matériaux respectivement employés exerce aussi son influence propre, ce à quoi il fallait s'attendre; mais, dans les deux cas, le mouvement est près d'une fois et demie ou deux fois celui observé au rez-de-chaussée. Au second étage, il serait vraisemblablement voisin du quadruple.

On ne devra donc pas, conformément aux règles d'Ischia et de Norcia, permettre plus d'un étage dans les pays à tremblements de terre, et encore serait-il beaucoup plus prudent de n'en pas tolérer du tout : c'est, en effet, la conclusion à laquelle l'expérience a conduit à se ranger après bien des tremblements de terre désastreux, comme celui de Quetzaltenango (Guatemala), du 18 avril 1902[2].

Quant aux *Sky-scrapers*, ces habitations que leur nombre exagéré d'étages, jusqu'à 30 et plus, a fait si pittoresquement surnommer « gratte-ciel » aux États-Unis, le tremblement de terre de San-Francisco du 18 avril 1906 les a respectés à cause de l'élasticité de leurs charpentes de fer, *Steel-cages* (cages d'acier) dont elles sont formées.

La disposition intérieure des habitations n'est pas indifférente, et Fouqué a observé, à la suite du tremblement de terre de Céphalonie, du 11 février 1867, que de nombreuses petites pièces constituent une solution avantageuse à cause du soutien que des murs rapprochés se procurent mutuellement. Ce n'est pas à dire pour

[1] Milne. The movement produced in certain buildings by earthquakes (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 67).

[2] Sapper. Das Erdbeben in Guatemala vom 18. April 1902 (*Petermann's geogr. Mitt.*, 1902).

cela qu'il faille absolument proscrire les grandes salles, mais on devra en soigner d'autant plus l'édification.

Les différences de phases des oscillations se font dangereusement sentir dans les avant-corps des bâtiments et leurs annexes. C'est donc une disposition à éviter; et cela revient à insister encore, ainsi qu'on l'a fait précédemment, sur la simplicité de plan d'un édifice. Les règles de Manille déconseillent les contreforts pour la même raison. A plus forte raison ne devra-t-on pas donner plus d'extension à un édifice ancien en lui accolant des parties neuves, manière de faire dont on a reconnu les graves inconvénients, le 31 août 1886, à Charleston.

De même que les petites pièces se soutiennent mutuellement, de même aussi les diverses maisons contiguës d'une série, de sorte que les extrêmes souffrent davantage : l'observation en a été faite maintes fois. La liberté relative de mouvement dont jouissent ces dernières en facilite tout naturellement la destruction. C'est pour cela que les édifices publics, civils ou religieux, généralement isolés, éprouvent souvent plus de dommages que les habitations particulières, en dépit de leur construction généralement plus soignée. Aussi, dès le commencement du XVIIIe siècle, après le tremblement de terre du 16 février 1716, Aly, dey d'Alger, avait-il prescrit de reconstruire de telle sorte que les habitations s'appuient les unes sur les autres[1].

[1] Chesneau. Note sur les tremblements de terre en Algérie (*Ann. des mines*, 1892, p. 1).

CHAPITRE XVI

HABITATIONS EN PAYS INSTABLES

Sommaire : Règles d'édilité dans les pays à tremblements de terre. — Leur impuissance démontrée historiquement. — Règles d'Alger, de Lisbonne, des Calabres, de Norcia, de Manille. — Améliorations du l'-col. Cortes y Agullo. — Travaux de la commission d'Ischia. — Charpentes métalliques. — Ciment. — Système Lescasse. — Ciment armé. — Modèles de la commission d'Andalousie. — Les grands monuments japonais anciens. — La maison japonaise. — Modèles du comité impérial japonais. — La maison créole hispano-américaine. — Modèles de la commission de Bakou. — Conclusions.

Si, dans les pays instables, on s'astreignait strictement à n'employer que des matériaux d'excellente qualité et à les agencer entre eux en suivant simplement les règles ordinaires de l'art de bâtir, nul doute que les dommages ne soient réduits dans une très notable proportion par les tremblements de terre, même les plus violents. C'est là une vérité que proclame l'histoire de tous les grands désastres, dans les relations desquels on voit constamment attirer l'attention sur la différence des effets du mouvement séismique sur des édifices voisins, mais différemment construits. On pourrait donc s'en tenir à ce qui a été dit relativement aux effets des tremblements de terre sur les éléments constitutifs des constructions. Les architectes et les entrepreneurs, ainsi fixés sur les particularités spéciales et inhérentes à chacun de ces éléments, seraient très suffisamment renseignés pour adapter quelques règles simples aux habitations, le genre d'édifice qu'il est le plus important de mettre autant que possible à l'abri des secousses du sol, puisque c'est de leur chute que résulte le plus grand nombre de victimes. Mais les publications séismologiques sont assez peu accessibles, et les constructeurs, livrés à la technique de leur art, risqueraient de rechercher péniblement des solutions déjà étudiées et connues, et seraient probablement moins bien renseignés sur les effets à combattre que ceux qui ont établi les types d'habitations dont il s'agit. Cette simple raison suffit à justifier les détails que l'on va donner sur cette intéressante question.

Cet ouvrage n'a pas non plus seulement pour but d'exposer tout ce qui concerne les tremblements de terre avec plus ou moins de développement : un devoir impérieux des séismologues est de démontrer aux populations éprouvées par les tremblements de terre que, par négligence et incurie de leurs gouvernements et de leurs municipalités, chaque désastre est une leçon perdue. L'histoire des grands séismes prouve que, jusqu'à présent, aucun pouvoir public n'a eu l'énergie d'imposer effectivement la stricte applicalion des règles protectrices dont l'observation a démontré l'efficacité. Rien ne sera donc plus instructif que de faire l'étude des règles d'édilité prescrites après les catastrophes, mais jamais suivies pendant longtemps. On n'a pas ici l'intention de faire œuvre d'ingénieur, mais seulement de guider les travaux des professionnels de la construction, qui ainsi n'auront pas à se faire séismologues pour appliquer aux pays instables les résultats de l'observation des effets des tremblements de terre sur les habitations.

On dit au Centre-Amérique que le gouvernement espagnol avait édicté la peine de mort contre qui aurait été assez téméraire pour élever des maisons à étages. C'est probablement une légende qui date de la catastrophe de Guatemala du 10 septembre 1541, où périt, avec la fleur de l'aristocratie espagnole, Doña Beatriz de la Cueva, la veuve du fameux Conquistador Pedro de Alvarado. Mais de fait, la maison hispano-américaine ne comporte qu'un rez-de-chaussée, et l'oubli de cette sage précaution a été funeste aux riches étrangers de Quetzaltenango, lors du tremblement de terre du 18 avril 1902[1].

N'est-ce point par une ironie des faits envers une des nations cultivées que préoccupe le moins la science séismologique, de voir Aly, Dey d'Alger, donner, en terre maintenant française, le premier exemple authentique connu de règles précises d'édilité, après le tremblement de terre du 16 février 1716 destructeur à Blidah[2] ? L'origine même de ce règlement permet de lui supposer une grande sévérité et, cependant, rien ne prouve qu'il ait été longtemps respecté. Il contenait de judicieuses prescriptions relatives à la liaison des habitations voisines les unes avec les autres et à l'agencement de la toiture avec les murs.

Le grand tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755 donna lieu au premier règlement d'édilité dont le souvenir écrit se

[1] Sapper. Das Erdbeben in Guatemala vom 18. April 1902 (*Petermann's geogr. Mitt.*, 1902).

[2] Chesneau. Note sur les tremblements de terre en Algérie (*Ann. des Mines*, 1892, p. 1).

soit conservé. Édicté par le fameux Marquis de Pombal, il était fort sévère et préconisait les maisons en charpente, ou maisons-baraques, qui est resté en Portugal le type le plus usité pendant de longues années, même pour des palais importants. On a eu toutefois le tort de surcharger les façades en les ornant au moyen de céramiques, d'un bel effet architectural sans doute, mais dont la chute est inévitable, tant est mal assurée leur liaison avec les murailles. Les règles de Lisbonne sont devenues introuvables, mais il est probable qu'elles devaient se rapprocher des prescriptions publiées par Manoel Soarez

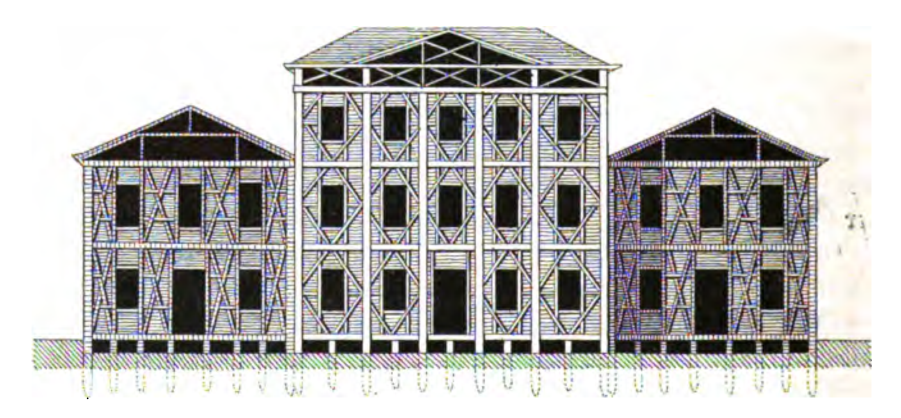


Fig. 192. — Maison-baraque de Vivenzio.

et reproduites en partie par Pereira[1] dans une étude sur le fameux désastre.

Au grand tremblement de terre des Calabres du 17/20 février 1783, le village de Filogaso fut entièrement renversé, à l'exception d'un palais construit en charpente de bois suivant les règles portugaises[2]. Cette observation ne fut-elle pas l'origine d'un rescrit du 2 mars 1785, rendant obligatoires les prescriptions d'un règlement publié le 20 du même mois, dans lequel était donné le type d'une maison-baraque inspiré par Vivenzio[3]? Ce règlement a été si peu suivi que, souvent encore, lorsqu'un propriétaire possède une habitation de ce genre à Cosenza, les locataires se réservent par bail le droit de s'y réfugier en cas de séries de secousses.

Le 28 avril 1860, Andrea Pila, ministre des affaires intérieures

[1] The great earthquake of Lisbon (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 5).

[2] Baratta. I terremoti di Calabria, 8 sett., 1905 (*Boll. soc. geogr. ital.*, 1906, Fasc. V, p. 432).

[3] *Istoria e teoria dei tremuoti in generale ed in particulare di quello della Calabria, e di Messina nel MDCCLXXXII* (Napoli, 1783).

du gouvernement pontifical, suivit le même exemple à la suite du tremblement de terre de Norcia du 22 décembre 1859 [1]. Une commission municipale de quatre membres était chargée de s'assurer que les architectes et les entrepreneurs suivaient bien exactement les règles imposées et déduites d'une consciencieuse observation des dommages produits. Des zones déterminées de la ville étaient même mises en interdit comme trop dangereuses, et cet exemple d'énergie administrative mérite d'être signalé, tant il a été rarement suivi depuis. On recommandait, mais sans toutefois l'imposer formellement, le système de la maison-baraque. Enfin on avait profité de ces circonstances pour donner à la commission le pouvoir d'approuver ou non, au simple point de vue artistique, les façades dont les plans lui étaient soumis quant à leur conformité avec les règles techniques imposées.

Après le désastre du 17/20 juillet 1880 à Manille, le gouvernement général des Philippines édicta, le 17 août suivant, un règlement d'édilité qui, laissant de côté les habitations indigènes, s'appliquait à toutes les autres constructions publiques ou privées. Ce n'était guère que la reproduction des règles élaborées par le corps des officiers du génie à la suite du tremblement de terre du 3 juin 1863 [2]. Il fut en 1881 complété dans le détail par le lieutenant colonel Cortes y Agulló [3], du même corps. Le savant officier est parti de cette idée qu'il existe des analogies suffisantes entre les constructions ordinaires en pays à tremblements de terre et les constructions navales, puisque, dans l'un et l'autre cas, il s'agit de masses reposant sur un milieu mobile de peu de consistance moléculaire, qui leur transmet tous les mouvements auxquels il est lui-même soumis. Si les navires peuvent résister aux mouvements que la mer leur communique dans toutes les directions, c'est qu'ils sont construits de matériaux légers, ayant en même temps une résistance et une élasticité suffisantes, et qu'on prend pour les relier ensemble toutes les précautions nécessaires de façon à obtenir ainsi un tout compact. Assurément, dit cet ingénieur, une masse de maçonnerie hydraulique ne résistera pas aussi bien au mouvement séismique qu'une charpente de bois ou de fer, parce que ces derniers matériaux donnent avec une moindre masse une force égale à celle des premiers, que ce genre de construction ne cède point à la suite d'un changement de forme et de la sorte

[1] Milne. Constructions in earthquake countries (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XIV, p. 177).

[2] Milne. Id.

[3] *Los terremotos, sus efectos en las edificaciones y medios prácticos para evitarlos en lo posible* (Manila, 1881).

est moins sujet aux effets de rupture, parce qu'on peut relier ensemble les membres les plus éloignés et qu'enfin, en raison de la moindre masse, la quantité de mouvement communiqué est moindre aussi. Il était difficile de poser plus clairement le problème, et ces considérations fort judicieuses ont conduit Cortes y Agulló à ce principe qu'il faut des constructions légères et composées de parties continues, au moins pour celles dont dépendent surtout la résistance et la solidité de l'ensemble, et que pour celles dont on ne peut obtenir la continuité, elles doivent être assemblées et reliées de façon à constituer un tout indestructible et, en particulier, à l'abri des changements de forme aux angles.

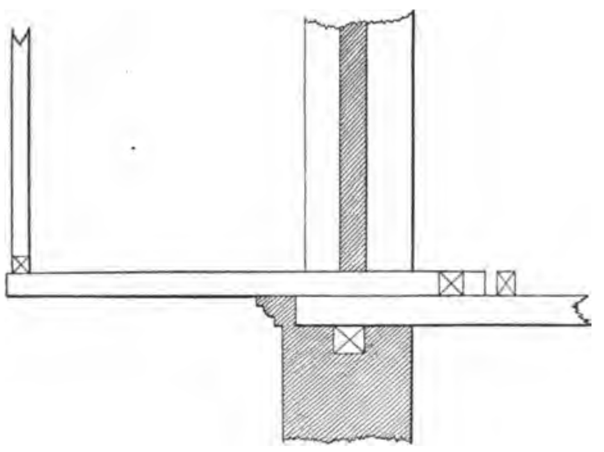


Fig. 193. — Ancienne vérandah, très dangereuse, des Philippines.

N'espérant pas pouvoir vaincre la routine, Cortes y Agulló n'a point établi de type d'habitation-baraque à substituer à la maison créole ordinaire des Philippines, dont les conditions d'établissement sont généralement déplorables. Il s'est contenté d'étudier tous les éléments de cette habitation, bien adaptée aux circonstances climatiques, en les améliorant et en les agençant de façon à satisfaire au principe qu'il avait si bien compris. Il n'a même pas osé condamner la vérandah classique de l'archipel, qui est très dangereusement disposée eu surplomb et sans soutien ; il l'a conservée en lui donnant des piliers et une charpente propres. Ces améliorations de détail peuvent être imaginées et variées par tout constructeur de profession bien pénétré des conditions spéciales aux pays à tremblements de terre ; il ne rentre donc pas dans le cadre de cet ouvrage de les exposer. On doit cependant signaler que le type de toiture proposé par ce savant officier est à condamner, pour éviter de le voir imiter plus ou moins. Son pilier de vérandah n'est lui-même pas à conseiller ; il devrait tout au moins être d'une seule pièce.

Le tremblement de terre d'Ischia du 28 juillet 1883 incita le ministre des travaux publics du gouvernement italien à nommer une

commission technique des dégâts. Il en résulta un règlement analogue à celui de Manille, mais tout aussi peu mis en pratique [1]. Outre les questions de détail et les réparations, l'œuvre la plus importante de cette commission fut l'étude des principes de l'application des charpentes métalliques aux constructions publiques et privées dans les pays à tremblements de terre, en y utilisant toutes les ressources de l'industrie moderne. C'est, en effet, ce mode de construire qui très certainement constitue la solution cherchée, et il paraît avoir fait ses preuves à San Francisco, le 18 avril 1906 [2], au moins hors de la zone même de dislocation. Le peu de durée du bois est une autre raison pour adopter ce système, il ne sera donc pas inutile de résumer brièvement les considérations exposées par la commission d'Ischia qui resteront toujours vraies; elles peuvent servir de guide général en attendant que les rapports détaillés sur la catastrophe de San Francisco aient pu donner des informations sur l'emploi le plus judicieux de toutes leurs parties et sur leur agencement le plus avantageux.

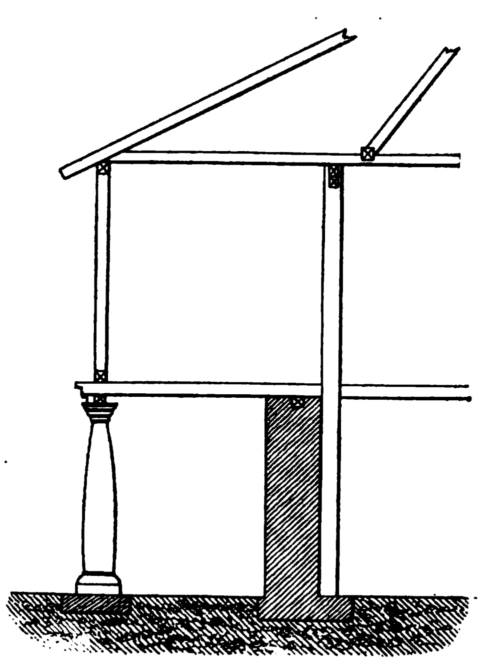


Fig. 194. — Vérandah proposée par Cortes y Agulló.

Les constructions en fer et maçonnerie peuvent se classer en deux types, suivant que l'ossature métallique est noyée dans la maçonnerie ou que cette dernière sert de remplissage pour les panneaux. On ne peut pas dire que, jusqu'à présent, l'observation d'un assez grand nombre de tremblements de terre permette de donner définitivement la préférence à l'un ou à l'autre système. On est cependant en droit de penser que si la maçonnerie englobe la carcasse

[1] *Relazione della commissione per le prescrizioni edilizie dell'isola d'Ischia istuitita dal ministro dei lavori publici dopo il terremoto del 18 luglio* 1883 (Roma, 1883).

[2] Lawson and Leuschner. *Preliminary report of the State earthquake investigation Committee* (Berkeley, 1906).

métallique, supposée, bien entendu, exactement et solidement entretoisée dans tous les sens, les différences des périodes des deux espèces de matériaux tendront à désorganiser la muraille. L'expérience a fait condamner, à Manille, une disposition de ce genre, adoptée pour des charpentes de bois, il est vrai, mais il n'y a pas lieu de croire que des charpentes métalliques se comporteraient mieux. Si, au contraire, la maçonnerie ne fait que remplir les panneaux de

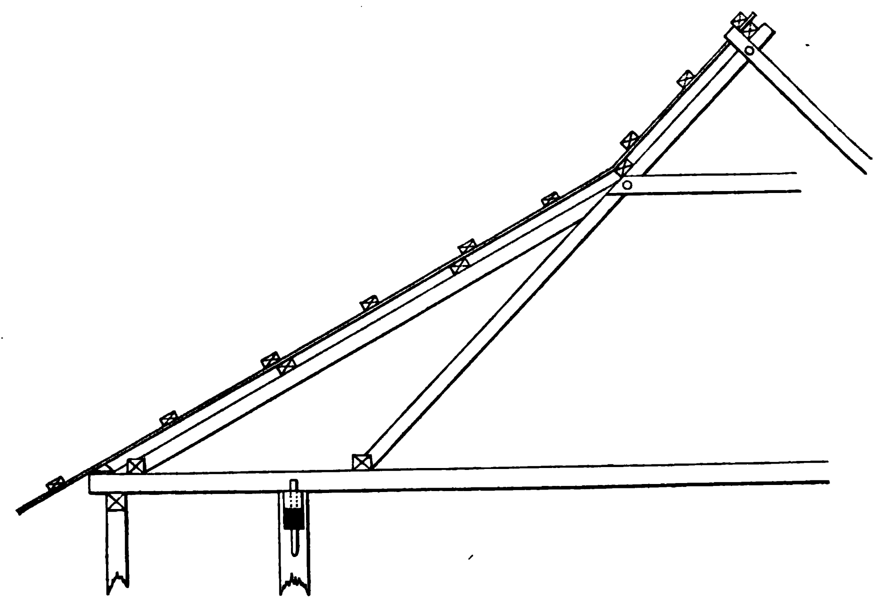


Fig. 195. — Toiture proposée par Cortes y Agulló.

l'ossuaire et si elle est retenue par les ailes des fers à double T, disposition le plus souvent adoptée avec les briques, et si, en outre, on établit de chaque côté de la muraille un léger treillis métallique, il semble assuré que les différences de vibrations pourront tout au plus désorganiser la maçonnerie d'une manière peu grave, mais sans chute d'une quantité appréciable de matériaux et sans avaries sérieuses. Ce système est très usité dans les colonies britanniques et il ne semble pas avoir donné lieu à des mécomptes toutes les fois qu'il est établi avec soin, ce qui a généralement lieu, parce qu'il est surtout applicable à des constructions publiques où l'on ne cherche pas à tout prix l'économie. C'est ainsi que Vredenburg [1], après son inspection des bâtiments publics endommagés par le grand tremblement de

[1] Oldham. Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1899, XXIX, p. 304).

terre de l'Assam du 12 juin 1897, put constater la bonne tenue de cette structure aux parties supérieures des casernes de Berhampur et de Jamalpur ainsi édifiées.

Ces constructions métalliques, à cause de leur prix élevé, conviennent moins bien que les charpentes de bois pour les habitations bourgeoises; aussi a-t-on proposé de profiter des propriétés du fer pour renforcer les maisons ordinaires en maçonnerie au moyen de bandes, de ceintures et d'étriers de fer et pour s'opposer ainsi au crevassement surtout des parties supérieures des murs. Ce procédé est à condamner formellement, puisqu'on a vu les simples S, que l'on emploie assez souvent pour soutenir des murs affaiblis, se montrer très dangereuses lors des tremblements de terre du 29 juin 1873 à Bellune et du 9 novembre 1880 à Agram. Wähner[1] cite même des murs coupés net par des bandes de fer de renforcement.

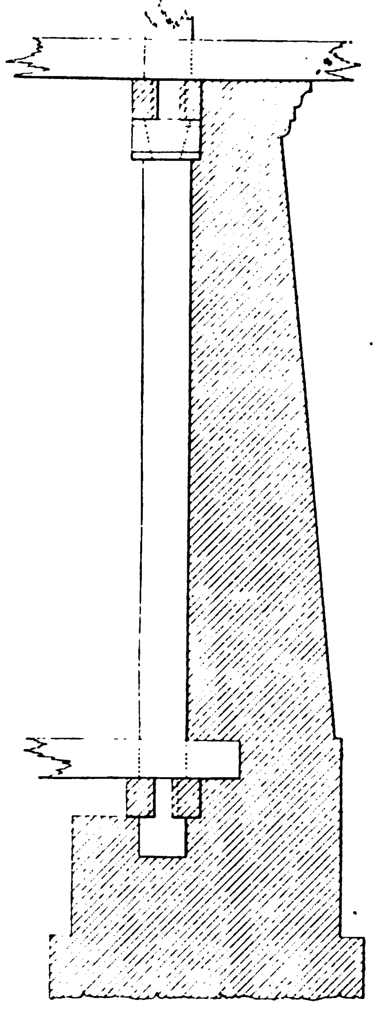


Fig. 196. — Système de charpente intérieure à condamner.

On a aussi cherché, mais dans un but tout différent de celui de s'opposer aux effets des tremblements de terre, à remplacer la brique ou la pierre par le ciment comme matière de remplissage des ossatures métalliques, et Stradal[2], après son inspection officielle des dégâts produits en Carniole le 14 avril 1895, a fortement insisté sur la nécessité de se conformer à de semblables systèmes, par exemple à celui de Cotancin, alors une

[1] Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss in Wien., Mat.-natur. wiss. Cl.*, LXXXVIII, 1883).

[2] Bautechnische Studien anlässlich des Laibacher Erdbebens (*Zeitschr. d. Oesterr. Ingenieur-und Architecten Vereines*, 1896, Nr. 17 u. 18).

nouveauté. On est ainsi tout naturellement conduit à penser qu'*a fortiori* le ciment armé remplit mieux que toute autre matière les conditions nécessaires de liaison entre l'ossature et les parois de l'édifice, qui dans ce cas devient une sorte de bloc monolithique. Et en effet, une telle disposition, réalisée autrement il est vrai, a déjà fait ses preuves. D'après Fouqué[1], on rencontre à Santorin des habitations qui offrent tous les avantages désirables dans les pays chauds et exposés aux séismes. Bâties en béton ou en ciment volcanique, elles sont fraîches l'été, imperméables aux pluies de l'hiver et parfaitement indestructibles par les tremblements de terre. Chacune ne forme pour ainsi dire qu'un bloc voûté, tout au plus exposé à se crevasser. C'est ainsi que le 12 octobre 1856, le dortoir de l'établissement des Sœurs de Charité se fissura sans plus de dommages et, peu de jours après, la pesanteur avait si bien fait rejoindre les lèvres des crevasses qu'il n'en restait plus aucune trace. Malheureusement, de telles habitations sont trop inconfortables pour pouvoir être conseillées hors de cas spéciaux, mais le fait rappelé ici permet de préconiser la maison monolithique qui résulterait de l'emploi du ciment armé.

Ce principe a déjà été posé en 1877 par Lescasse[2], à une époque où ce genre de matériaux n'était même pas soupçonné. Cet ingénieur a très bien défini les conditions du problème : « ... l'idéal de la perfection dans un pays à tremblements de terre serait dans une construction en maçonnerie que les matériaux et le ciment, qui les relie, devinssent assez adhérents pour qu'on pût considérer l'ensemble de l'immeuble comme étant un monolithe... Il faut en faire enfin un édifice rigide, plus lourd à la base qu'au sommet... En nous servant des mots monolithe et rigide, nous n'entendons cependant point renoncer à l'élasticité que toute maçonnerie conserve toujours plus ou moins, car cette élasticité est sûrement indispensable surtout dans le cas de secousses subites et saccadées que parfois on ressent dans les tremblements de terre. »

Partant de là, Lescasse imagine que les murs d'une construction doivent être idéalement divisés en tranches verticales, ou sortes de piliers, par exemple au moyen des lignes d'ouvertures, que chacun de ces piliers doit former pour son propre compte un corps

[1] Rapport sur les tremblements de terre de Céphalonie et de Mételin en 1867 *Arch. miss. sc. et litt.*, 2e série, IV, p. 445. Paris, 1868).

[2] Étude sur les constructions japonaises et sur les constructions en général au point de vue des tremblements de terre; et description d'un système destiné à donner une grande sécurité aux constructions en maçonnerie (*Mém. et C. R. Soc. ing. civils de France*, mai et juin 1877, p. 451).

solide et indestructible, et qu'enfin tous ces piliers doivent être liés ensemble d'une manière invariable. Il est ainsi conduit à un système de tirants verticaux et horizontaux, de fer ou d'acier, noyés dans la maçonnerie et parfaitement reliés entre eux dans les trois directions orthogonales de l'édifice, hauteur, largeur et longueur. Les tirants verticaux servent à constituer les piliers que relient entre eux les tirants horizontaux. Cet ingénieur aurait construit plusieurs maisons de ce genre en Chine et au Japon, mais les renseignements font défaut quant à la résistance qu'elles ont pu offrir aux tremblements de terre; le fait même que ce système ne s'est pas répandu fait penser que son succès a dû être médiocre, et d'ailleurs les édifices construits suivant ce système semblent voués à la destruction à cause des différences des périodes de vibrations du métal et de la maçonnerie.

Quoi qu'il en soit, il faut retenir du système Lescasse que si on multiplie les tirants de façon à leur faire jouer un rôle prédominant au sein de la maçonnerie, on est conduit tout droit à la conception du ciment armé, où l'inconvénient qu'on vient de signaler paraît devoir disparaître à cause de la ténuité des fils de fer dont les vibrations deviendront incapables de désagréger la matière de la muraille. L'édifice deviendra un monolithe à grandes cellules, et il y a lieu de supposer que c'est bien là la solution du problème de la construction dans les pays à tremblements de terre. A l'avenir d'en décider.

L'emploi du béton armé pour la construction des édifices s'est décidément montré très heureux en Californie lors du désastre du 18 avril 1906 [1], conformément à nos prévisions formulées dès 1904. Le tremblement de la Jamaïque du 14 janvier 1907 les a aussi confirmées, car, à Kingston, deux grandes constructions de ce genre furent à peu près les seules à ne pas souffrir.

Il faut revenir maintenant aux types proposés pour les habitations des pays instables.

Après le désastre de l'Andalousie du 25 décembre 1884, le gouvernement espagnol se contenta de faire étudier par une commission technique [2] la reconstruction économique des nombreux villages détruits en Andalousie, où l'emploi des mauvais matériaux et un déplorable mode de construction avaient eu les plus funestes conséquen-

[1] Bitter. Erfahrungen über das Verhalten von Betonhaüsern bei Erdbebenkatastrophen (*Neueste Erdbeben-Nachrichten*, Neue Folge, VI, p. 19. Laibach, 1906).

[2] Castro. *Memoria del comisario regio, nombrado por real decreto del 13 de abril de 1885, para la reedificación de los pueblos destruidos por los terremotos en las Provincia de Granada y de Málaga* (Madrid, 1888).

ces. La commission établit cinq types, ne différant que par leur importance et les dispositions intérieures. La caractéristique principale en est que les murailles sont mixtes. Les angles sont disposés en contreforts de briques, et les murs en maçonnerie y sont encastrés solidement. Des bandes horizontales de briques, et d'autres verticales, concourent à la solidité de l'ensemble, du moins dans la pensée des membres de la commission, en tout cas à son ornementation. La charpente des planchers est formée de lambourdes dont les extrémités font corps avec la muraille. Le plancher et le plafond



Fig. 197. — Observatoire à murs paraboliques et à toiture libre. Type de Tatsuno.

du grenier mansardé font, de même, corps avec la charpente de la toiture. Partout où c'est possible, des bandes de fer renforcent les liaisons. Il est assez difficile de se faire une opinion sur un système que l'expérience n'a pas encore éprouvé.

Il aurait été surprenant que les Japonais ne se soient pas utilement occupés des constructions dans les pays à tremblements de terre et, en effet, ils n'y ont point failli, et ils ont donné une attention toute particulière à ce problème capital. Malheureusement, leurs publications sur ce sujet écrites en japonais sont peu accessibles[1].

On mentionnera seulement pour mémoire et en passant un petit

[1] *Reports of the imperial earthquake investigation committee in japanese language*, Haraguchi. Report on the damage to the Tôkaidô Railway caused by the great earthquake of oct. 28th 1891 (1893, p. 33). — Tatsuno. Report on the earthquake proof house (1893, I, p. 42). — Report on the effect of the earthquake of oct. 28th 1891 in Aichi Prefecture (1894, II, p. 8). — *Id.* in Fukai Pref. (1894, II, p. 69). — Sayegi. Damage caused



Fig. 198. — Chateau fort de Nagoya, respecté, le 28 octobre 1891, par le tremblement de terre du Japon central (d'après Dairoku Kikuchi).



Fig. 199. — Temple japonais de Sakata, gauchi par le tremblement de terre du Shônai du 22 octobre 1894 (d'après Dairoku Kikuchi).

observatoire construit sur le principe des murs paraboliques, et qui, construit par Tatsuno, a jusqu'à présent bien résisté à toutes les secousses depuis de longues années. Sa toiture est libre.

Les grands monuments japonais des époques antérieures sont généralement construits en charpente. On y a fait une extraordinaire consommation de bois, tant par le nombre des pièces assemblées sans règles fixes et bien définies que par leur énorme équarissage. Mais elles sont agencées d'une manière tellement inextricable que le tout forme un ensemble très élastique, pouvant céder dans toutes les directions sans se rompre ni se renverser. Aussi depuis longtemps a-t-on reconnu que, malgré l'effort des siècles et des nombreux tremblements de terre, presque aucun de ces monuments ne montre des signes de dommages. Ces conclusions ont été confirmées par Conder[1]. Mais cette immunité ne saurait être et n'est pas effectivement générale, témoin un temple gauchi à Sakata par le séisme du 22 octobre 1894.

On pourrait croire que la résistance des charpentes des temples et des châteaux forts japonais résulte de leurs formes massives. Il n'en est rien, puisque les Gojunotôs, ou pagodes, aux formes si élancées et aux étages successifs en saillie les uns au dessus des autres, jouissent de la même immunité, qu'il faut, par conséquent, attribuer à l'enchevêtrement compliqué des nombreux éléments de l'ossature. C'est ainsi qu'Omôri[2] cite le cas du Gojunotô d'Asakusa-Tokyo, dont seule l'extrême pointe a été courbée au tremblement de terre, dit d'Ansei, du 11 novembre 1855. Cela donne le droit de penser

by the great earthquake of oct. 28th 1891 in the two prefectures of Gifu and Miye (1895, III, p. 9).— Ishii. Report on the damage to buildings caused by the Hokkaidô earthquake of 1894 (1895, III, p. 47). — On the repairing of chimneys damaged by earthquakes (1895, III, p. 69). — Nakamura, Tatsuno, Noguchi. Report on the buildings in the Shônai district damaged by the earthquake of october 22nd 1894 (1895, III, p. 107).— Report on the buildings in Tokyo damaged by the severe earthquake of june 20th 1894 (1895, IV, p. 13).— Report on the bridges in Tokyo damaged... (1895, IV, p. 94).— Earthquake-proof wooden buildings (1895, VI). — Noguchi. Report on the buildings in the Yamagata prefecture erected after the great earthquake of oct. 1894 (1896, IX, p. 4). — Sone. Report on the buildings damaged by the great Riku-U earthquake (1897, XI, p. 92). — Precautions to be taken in repairing the damaged buildings (1897, XI, p. 105). — An earthquake-proof wooden house built at Nemuro (1897, XIII, p. 5). — An earthquake-proof wooden house built at Fukagawa (1897, XIII, p. 9). — Earthquake-proof wooden structures (1897, XIII, p. 13). — Models of earthquake-proof houses (1897, XIII, p. 19).— Kimura. Report on the damage in Sendai and the vicinity caused by the severe earthquake of jan. 20th 1897 (1898, XXI, p. 15). — Nakamura. Report on the buildings damaged by the indian earthquake of june 12th 1897 (1897, XXII, p. 3). — Sone. Report on the buildings at Osaka damaged by the earthquake of march 7th 1899 (1900, XXXII, p. 105).

[1] An architect's notes on the great earthquake of october 1891, Mino-Owari (*Seismol Journ.*, 1893, II, p. 1).

[2] On the overturning and sliding of columns (*Publ. earthq invest. Comm. in for. lang.*, 1903, p. 12).

que la tour Eiffel résisterait encore mieux si elle se trouvait dans un pays instable, car c'est bien là le type d'un édifice formant bloc et que son profil parabolique favorise aussi beaucoup; elle ne pourrait péricliter que si ses fondations cédaient.

La maison japonaise indigène a été souvent considérée comme expressément construite traditionnellement, après une longue et douloureuse expérience, pour résister aux tremblements de terre. C'est là une opinion tout à fait erronée[1], que d'ailleurs les faits démentent de la manière la plus catégorique. Sa disposition résulte simplement des anciennes conditions économiques du pays, où le manque de grandes voies de communication et l'emploi de l'homme comme bête de somme expliquent suffisamment la préférence donnée à l'utilisation de légères charpentes de bois, que facilitait encore l'extrême abondance des bois de construction. Les partisans de la croyance à l'immunité de ce genre d'habitations pensaient que son principal danger réside dans l'incendie, qui a si souvent suivi les grands tremblements de terre sur une échelle qui dépasse tout ce que l'on peut imaginer en Europe; c'est ainsi que, le 28 octobre 1891, Kasamatsu perdit par le feu la totalité de ses 1242 maisons, et Gifu 2225 sur 5852, chiffres officiels. Le danger de l'incendie consécutif est tel, même par secousses modérées, capables seulement de renverser les lampes à pétrole d'un usage très répandu maintenant au Japon, que la recherche d'une lampe s'éteignant au renversement a fait l'objet des préoccupations des séismologues du pays[2]. Mais cela ne supprimerait pas, dans le cas des grands tremblements de terre, le



Fig. 200. — Le Gojunoto d'Asakusa indemne après le tremblement de terre du 11 novembre 1855 (d'après Omori).

[1] Brunton. Constructive art in Japan (*Trans. asiatic soc. of Japan*, 1873, Dec. 22; — 1875, Jan. 15).

[2] Seikiya. Earthquake safety lamp (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1888, XII, p. 81).

Fig. 201. — Une rue de Nagoya après le tremblement de terre du 28 octobre 1891 (d'après Dairoku Kikuchi).



danger résultant de la chute des matériaux combustibles, tels que les cloisons en papier, sur les foyers des habitations. Il est à croire que l'horreur de ces incendies a fait perdre de vue qu'ils résultaient de la chute des habitations, autrement dit l'immunité de la maison populaire japonaise est tout à fait légendaire. Cette opinion, du reste



Fig. 202. — Edicule de la cloche du temple d'Anjôji (Sakata) enlevé de ses supports lors du tremblement de terre du Shônai du 22 octobre 1894 (d'après Omori).

spéciale aux résidents étrangers, semble aussi due, au moins en partie, à ce que leurs maisons construites à l'européenne, en pierres de taille et souvent assez mal édifiées, en tout cas sans précautions particulières, souffrent, par secousses sévères, plus que l'élastique habitation japonaise, qui a souvent été justement comparée à un panier renversé.

La maison japonaise se compose essentiellement d'une très légère charpente de poteaux de 4 à 5 pouces d'équarissage, non entretoisés, se rencontrant tous à angles droit et mal assemblés. Les pieds des montants reposent simplement sur de grosses pierres, souvent rondes, simples gros cailloux roulés souvent extraits du lit de la rivière voisine ou des cailloutis alluvionnaires des plaines. Les panneaux extérieurs sont remplis au moyen des claies de bambou et le tout est recouvert de boue. Les cloisons intérieures sont en toile ou en papier huilé. On ne saurait imaginer un ensemble plus facilement combustible. La toiture, très lourde, se compose de tuiles à recouvrements rejointoyées avec de l'argile. Cette habitation trop surchargée pour sa légère charpente est très mobile et très élastique ; aussi des tremblements de terre moyennement sévères ne font que lui faire quitter ses appuis arrondis et la gauchir. Il est donc facile de la remettre en place et de réparer ses faibles dommages. La disposition générale que l'on vient de résumer se retrouve dans les édicules destinés à abriter et supporter les cloches des temples.

Ces mauvaises dispositions de la maison indigène du Japon se manifestent clairement, en dépit de tout ce qui a été écrit à cet égard, par le tableau ci-dessous dressé par Omori[1] du pour cent de celles qui sont renversées par des accélérations séismiques maximum données.

TABLEAU LXIII

Relation du nombre de maisons renversées avec l'accélération séismique.

POUR CENT des maisons renversées	ACCÉLÉRATION MAXIMUM en millimètres par seconde
2 ou 3	6200
15	3400
50	3900
	4500
100	infinie.

Dire qu'il faut une accélération maximum infinie pour renverser la totalité des maisons signifie simplement que, par les plus violents tremblements de terre, quelques-unes restent toujours debout pour des raisons diverses.

A la suite de ses longues études sur les dommages aux habitations, le comité impérial d'investigation des tremblements de terre

[1] Seismic experiments on the fracturing and overturning of columns (*Publ. earthq. nives. Comm. i n for. lang.*, 1900, n° 4).

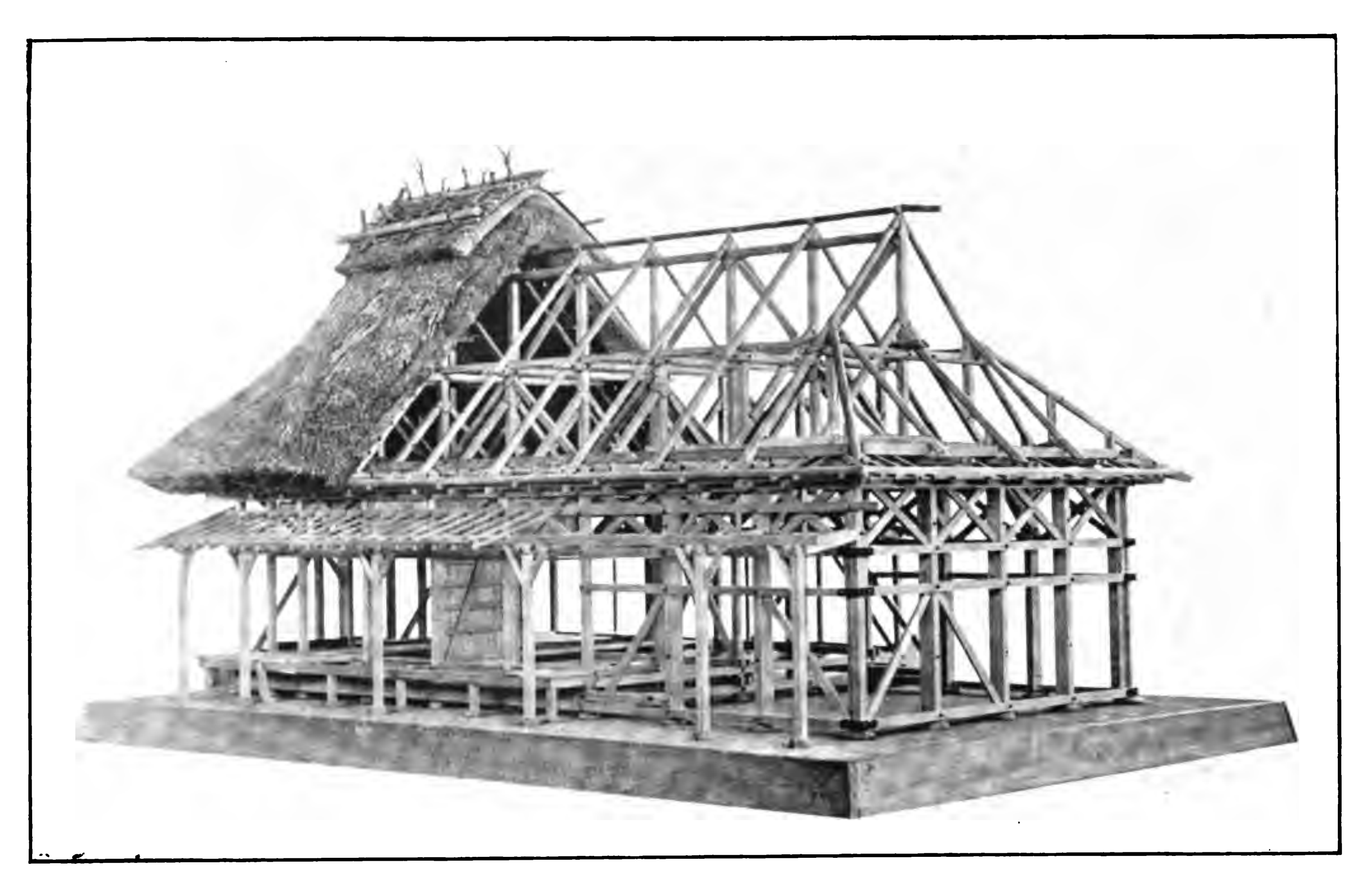


Fig. 203. — Ferme villageoise : Modèle du comité impérial japonais des tremblements de terre (d'après Dairoku Kikuchi).

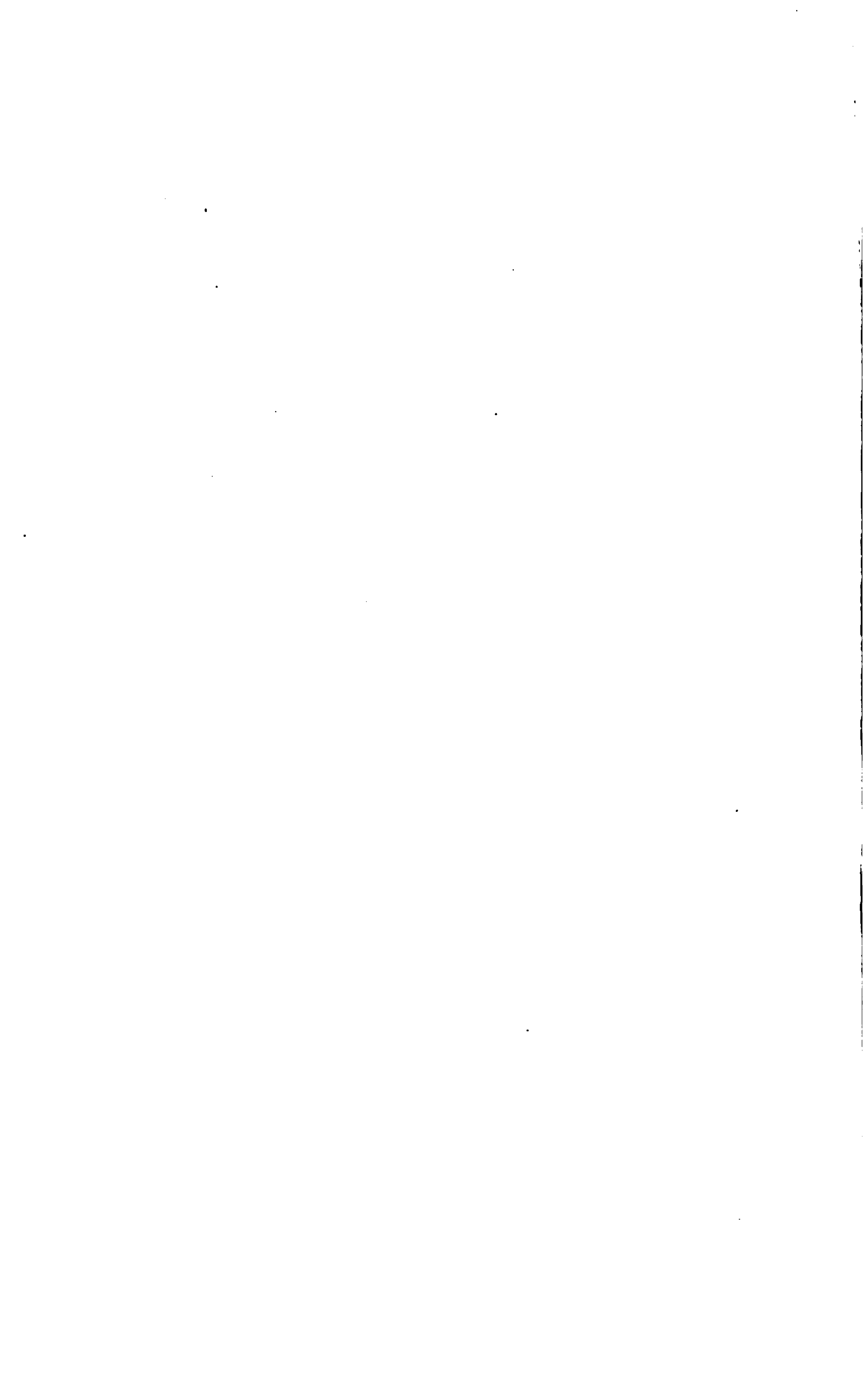


Fig. 201. — Cottage bourgeois : Modèle du Comité impérial japonais des tremblements de terre (d'après Dairoku Kikuchi).





Fig. 205. — Batiment public : Modèle du comité impérial japonais des tremblements de terre (d'après Dairoku Kikuchi).

a élaboré des types de constructions en bois, parmi lesquels on retiendra la ferme villageoise, un cottage bourgeois et un édifice public. Sans les suivre servilement, il y aurait tout avantage à s'en inspirer dans les pays instables.

L'architecte japonais Inouyé a proposé un type de cottage assez original qui mérite d'être mentionné. Il nous a d'ailleurs été impossible de savoir comment il se comporte réellement. Le trait fondamental en est que les poutres de la toiture, d'ailleurs à peine plus raide qu'à l'ordinaire, se prolongent jusqu'à une plate-forme générale en charpente à laquelle on les relie fortement par des sabots métalliques d'une forme spéciale très bien étudiée. Cette disposition serait étrange si elle n'était masquée par des parois verticales élevées extérieurement et intérieurement, de sorte que les ouvertures, portes et fenêtres, s'ouvrent par une sorte de couloir rappelant ceux qu'au moyen âge on pratiquait à travers des murs si épais des châteaux féodaux. Milne[1] estime que ce dispositif est à recommander.

Les pays hispano-américains de la côte du Pacifique sont, du Chili au Mexique, célèbres par leurs catastrophes séismiques. Il semblera donc tout d'abord étrange d'y voir aller chercher un type d'habitation résistant bien aux tremblements de terre. Cela est cependant possible, car la maison créole ne s'écroule que faute de soins et de précautions dans son exécution.

L'habitation créole ne comporte qu'un rez-de-chaussée. Sa charpente se compose de montants verticaux profondément enfoncés dans le sol, et une toiture ordinaire la surmonte. Les poutres du plafond se prolongent horizontalement en avant de la façade, et leurs extrémités sont soutenues par des piliers reposant par leurs bases sur des dés de pierres. Mais les assemblages sont généralement très mal exécutés, et même pour ainsi dire supprimés ; en haut et en bas, les piliers formant vérandah en avant de l'habitation ne sont assemblés qu'à tenon et mortaise. Il suffirait donc d'améliorer les liaisons et d'assurer l'entretoisement des panneaux, ce qui ne se fait presque jamais.

Les murailles se font de deux manières très différentes. Dans l'une, elles sont constituées par des briques d'argile séchée au soleil, quelquefois gâchée avec de la paille; simplement empilées les unes sur les autres, elles tombent en poussière pendant la saison sèche et se délitent pendant les pluies. Ainsi, mauvaise charpente et murs sans aucune résistance. Le résultat est facile à prévoir, ces habita-

[1] *Seismology* (London, 1898).

tions s'écroulent avec la plus grande facilité. L'autre genre de muraille est, au contraire, très résistant : il consiste à clouer horizontalement sur les deux faces des montants de la charpente des cours de bambous jointifs, formant ainsi deux clayonnages entre lesquels on gâche de l'argile. Parfois même, il y a double rangée de montants verticaux, et par suite deux murailles parallèles et rapprochées de quelques centimètres. Cet espace vide donne une grande fraîcheur aux habitations, mais a l'inconvénient d'abriter toute la vermine tropicale. Ce mode de construction est très élastique et, s'il est bien en-



Fig. 206. — Isba russe endommagée lors du tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 (d'après Mouchketow).

tretoisé et assemblé, il résiste parfaitement aux tremblements de terre, à tel point que l'on connaît certaines églises, très exposées par conséquent à cause de leur élévation même, qui ont subi plusieurs désastres sans faiblir. Rien ne serait donc plus facile aux hispano-américains que d'éviter les dommages dont leurs villes ont si souvent à souffrir, s'ils se résolvaient seulement à soigner la construction de leur habitation traditionnelle.

Depuis qu'ils ont conquis le Caucase et le Turkestan, les Russes, habitués à la parfaite stabilité du sol de leur patrie européenne, ont dû se résoudre à étudier les habitations à ériger dans les pays à tremblements de terre, et ils l'ont seulement fait après celui de Chémakha du 31 janvier 1902. L'isba nationale, à laquelle leurs colons restent partout attachés, ne présente aucune résistance. Elle est constituée par des piles de rondins de bois superposés les uns

aux autres, et le toit forme avancée devant l'habitation que les séismes gauchissent, quand ils ne la renversent pas[1], ce pour quoi ils n'ont pas besoin d'une bien grande énergie. A la suite du désastre de Chémakha, mentionné plus haut, une commission officielle étudia les dégâts éprouvés dans toute la région dévastée[2]; puis la section de Bakou de la société impériale technique russe classa d'après une statistique très circonstanciée[3], et suivant leur degré de résistance aux tremblements de terre, les types d'habitations usités au Caucase et qui sont aussi nombreux que les populations de la région. Il en ré-

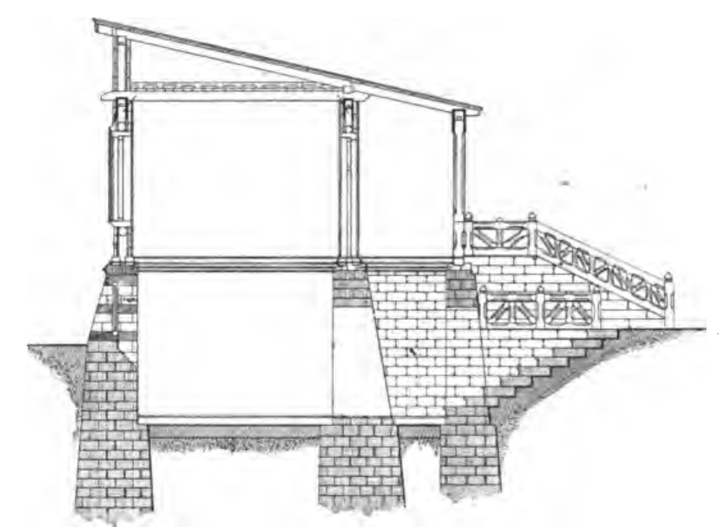


Fig. 207. — Modèle d'habitation aséismique de la commission de Bakou (d'après Ter-Michelow).

sulta finalement l'élaboration de modèles d'habitation[4]. On établit cinq types différents, répondant à des besoins divers, mais il suffira d'en retenir un qui est assez simple et économique.

Le rez-de-chaussée est à demi enfoncé et ses fondations sont profondes. L'étage en charpente de bois forme vérandah, comme dans la maison créole décrite sommairement tout à l'heure, avec cette diffé-

[1] Mouchketow. Matériaux recueillis sur le tremblement de terre d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 (*Mém. du Comité géologique*, Nouvelle série, Livr. 1. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe, résumé en français).

[2] Weber. Tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier (13 février) 1902 (*Mém. du Comité géologique*, Nouvelle série, Livr. 9. Saint-Pétersbourg, 1903. En russe).

[3] Ter-Michelow. Sur le tremblement de terre de Chémakha du 31 janvier 1902 (*Mém. section de Bakou de la soc. imp. technique russe*, 1902, XVII, p. 211. Bakou. En russe).

[4] Les principes fondamentaux des constructions anti-séismiques pour Chémakha, fixés par la commission de la société technique impériale russe, section de Bakou (*Id.*, p. 235. En russe).

rence que la poutre du toit est prolongée en avant, au lieu de la lambourde du plafond. Les assemblages sont minutieusement décrits, soignés et renforcés par des étriers de fer. Un double cours de planches forme la muraille, et entre elles on enfonce à refus de petits fagots de paille très serrés, et préalablement trempés dans de la chaux. Ce matériel serait, parait-il, presque incombustible.

En résumé, on est arrivé partout à reconnaître que la maison en charpente de bois, ou la maison-baraque, remplit parfaitement les exigences des régions à tremblements de terre, à la condition d'être strictement construite suivant les règles de l'art, ce que les techniciens sauront toujours faire avec soin quand les pouvoirs publics, ou les personnes intéressées, sauront et voudront le leur imposer. Cela laisse même une grande latitude quant au choix du type, de façon à ne pas heurter les habitudes de chaque pays.

Quant aux édifices de plus grande importance, il suffit de substituer au bois le fer, ou l'acier, pour obtenir une grande sécurité, et les Américains se sont précisément décidés à reconstruire San-Francisco au moyen des « cages d'acier », comme ils disent, *Steel-cages*.

Enfin le ciment armé paraît devoir être la matière de choix pour tous les cas. Nous avions exprimé cette conviction il y a longtemps déjà[1], et cette manière de voir paraît[2] faire son chemin.

Ni la maçonnerie, ni la pierre de taille ne doivent continuer à être employées dans les pays à tremblements de terre, tout le monde est là-dessus bien d'accord.

On a suggéré qu'un emploi judicieux du télégraphe pourrait servir à prévenir de l'arrivée du désastre et permettrait de se mettre à l'abri du danger, en se hâtant de quitter les habitations avant que le mouvement séismique ne les ait atteintes. Une observation fortuite faite au tremblement de terre de l'Andalousie du 25 décembre 1884 a donné lieu à l'idée d'établir des organisations appropriées dans cette voie. Au moment de ce séisme, un télégraphiste de Malaga[3] communiquait avec Grenade, lorsque son collègue de Velez-Malaga lui demanda la communication avec cette même ville. Le premier le fit attendre et quand il lui donna la ligne libre, celui

[1] L'art de construire dans les pays à tremblements de terre (*Beiträge zur Geophysik*, 1904, VII, p. 137).

[2] Gallotti. Constructions résistant aux secousses sismiques (*Ciel et terre*, 1906, p. 399 Bruxelles).

[3] Castro. *Los terremotos de Andalucía*. Comisión para el estudio de los terremotos de Andalucia. Informe dando cuenta de los trabajos en 11 de Marzo de 1885.

de Velez put lui télégraphier, malgré le temps perdu, de faire attention : « *Je sens le tremblement de terre* ». Mais il serait certainement illusoire de tirer de ce fait intéressant une méthode d'avertissement préalable, car en général la prévention serait centrifuge, c'est-à-dire à peu près inutile puisque l'avis partirait des points les plus menacés.

CHAPITRE XVII

CONSTRUCTIONS DIVERSES EN PAYS INSTABLES

Sommaire : Résistance des colonnes au renversement. — Equations de stabilité. — Ishidoros. — Résistance des colonnes à la rupture. — Résistance des objets plats à la rotation et au glissement. — Tremblements de terre faussement dits de rotation. — Cheminées d'usines ; système Dyack. — Clochers. — Campaniles. — Croix. — Paratonnerres. — Ponts métalliques des voies ferrées. — Profil parabolique des piles de ponts.
Phares. — Tables aséismiques des appareils des phares. — Portails d'entrée des propriétés. — Menhirs. — Réservoirs à eau des gares. — Culées et murs de soutènement des voies d'accès des ponts. — Aqueducs. — Canaux. — Travaux de mines. Puits. — Destruction des voies ferrées. — Surveillance et inspection séismographique des voies ferrées et de leurs ouvrages d'art. — Étude séismographique des mouvements oscillatoires rapides en général. — Assurances contre les effets des tremblements de terre.

Les effets des tremblements de terre sur les constructions varient considérablement suivant leurs formes; les édifices de forme élancée, comme une tour par exemple, sont exposés au renversement et à la rupture; ceux, au contraire, dont les dimensions horizontales sont beaucoup plus grandes que leurs dimensions verticales sont soumis à des glissements et à des déplacements de leurs bases. Théoriquement, ces problèmes de mécanique rationnelle sont très difficiles à aborder; leur solution complète n'a même pas encore pu être trouvée. Il faut donc se contenter d'approximations, qui permettront dans tous les cas aux constructeurs de donner aux édifices divers des formes capables d'en assurer la stabilité, et par suite la conservation, au prix seulement de dommages sans importance. Il ne suffira plus ici de s'en tenir aux règles ordinaires de la technique, il faudra, en outre, se conformer strictement à celles qui résultent de l'observation des effets des séismes sur les principaux des édifices de formes si diverses que l'on va passer en revue.

Les séismologues japonais, tout particulièrement Omôri, se sont fait une spécialité de ces études; ils ont établi des formules appro-

chées et ils en ont vérifié le bien fondé par des expériences directes[1]. Pour cela, ils construisent un modèle du genre de construction à étudier et lui communiquent au moyen d'un appareil appelé table à choc, un mouvement artificiel aussi semblable que possible à l'ébranlement séismique. De cette façon, ils peuvent étudier l'influence favorable ou non des formes diverses, de la nature des matériaux, l'amplitude et la période aux différents points, et la grandeur de ces divers éléments séismiques à ne pas dépasser. C'est enfin un précieux moyen pour vérifier l'exactitude des formules reliant entre elles les dimensions relatives des éléments d'un édifice, et calculées en vue de résister aux tremblements de terre naturels. Il va de soi que l'on se contentera de résumer ces admirables travaux.

Les colonnes, c'est-à-dire les édifices dont la hauteur est considérable par rapport aux dimensions de la base, sont les premiers à considérer, parce que ce sont les plus exposés à se renverser et à se rompre sous l'effort des tremblements de terre. Le mouvement séismique agit par impulsion à la base de la colonne et tend à la renverser par rotation autour du centre de percussion de cette base. La définition même d'une colonne, ou d'un édifice qui peut lui être assimilé, revient à dire que sa période de balancement, si on la considère comme un pendule renversé, est pratiquement beaucoup plus longue que celle de l'ébranlement séismique. Dès lors des colonnes de faibles dimensions rentreront dans le cas général, mais seulement eu égard aux séismes de très courtes périodes. Omôri a donné la formule suivante :

$$2\,a = \frac{x\,(x^2 + 4\,y^2)}{3\,y^2}$$

pour calculer la double amplitude $2a$ précisément nécessaire pour renverser une colonne de hauteur $2y$, et dont le côté de base soit $2x$ dans la direction perpendiculaire à celle du mouvement séismique. La valeur de a, ou l'amplitude du tremblement de terre capable de renverser la colonne, ne dépend que du rapport de y à x, c'est-à-dire de sa forme, et augmente naturellement avec la valeur de x, comme l'indique bien cette équation dite de stabilité. Cette équation devient :

$$2\,a = \frac{x\,K^2}{y^2}$$

pour une colonne ayant un axe central et un rayon de giration égal à K par rapport à sa base.

[1] Milne and Omori. On the overturning and fracturing of brick and other columns

Si on réserve le nom de colonnes à des édifices dont la hauteur dépasse le quadruple de la plus grande dimension de la base, les applications numériques de l'équation de stabilité conduisent à ce résultat extrêmement remarquable qu'*aucun tremblement de terre ne peut les renverser*, car il lui faudrait une amplitude qui ne se produit jamais. Malgré des apparences contraires, dont on donnera plus loin la cause, cette conclusion est vérifiée par l'observation des hautes pagodes japonaises à étages, qui ont résisté à tous les désastres antérieurs. Elles ne sont renversées que si, à leur base, le terrain cède par affaisement, glissement ou bouleversement, et leur immunité est si bien reconnue que le peuple y voit quelque mystère religieux les mettant à l'abri des tremblements de terre. Cela suppose aussi, bien entendu, l'élasticité que l'on a eu à signaler au chapitre précédent comme caractérisant les charpentes compliquées usitées dans les monuments japonais importants. On peut citer, par exemple, les *Gojunotôs* d'Asakusa d'une part, et ceux de Nagoya et d'Hiyoski (Gôdo), qui sont restés debout au milieu des ruines accumulées par les grands tremblements de terre du 11 novembre 1855 est du 28 octobre 1891.

Dans l'hypothèse plus défavorable dans laquelle la période du mouvement séismique n'est pas très courte par rapport à celle propre d'oscillation de la colonne, l'équation de stabilité devient la formule de West :

$$a = \frac{g\,x}{y}$$

où a est la moindre valeur de l'accélération séismique permettant le renversement d'une colonne pour laquelle y est la hauteur du centre de gravité au-dessus de la base, g l'accélération de la pesanteur et $2x$ la distance horizontale du centre de gravité à l'arête, ou à l'angle autour duquel la colonne tendrait à tourner pour se renverser. Le renversement devient alors possible, mais il s'agit uniquement ici de petites colonnes. C'est par exemple les cas des *Ishidoros*, édicules souvent très ornés, constitués par plusieurs pierres de taille superposés, sur lesquels on place des lanternes et qui forment des allées à l'entrée des grands temples. Ces ishidoros se ren-

by horizontally applied motion (*Seismol. journ. of Japan*, 1893, I, p. 59). — Tanabe. Étude sur la résistance à la traction des joints de briques (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1900, III, p. 33). — Omori. Seismic experiments on the fracturing and overturning of columns (*Id.*, 1900, IV, p. 69); On the overturning and sliding of columns (*Id.*, 1903, XII, p. 8.).

versent au contraire avec la plus grande facilité, parce qu'ils sont assez courts pour que leurs périodes d'oscillation propre soient comparables à celle du mouvement séismique. Au surplus, ils pèchent aussi par leurs fondations. Ainsi, l'immunité des colonnes au renversement n'est pas contredite par ce fait, au moins dans le cas général.

Malheureusement les colonnes ne sont pas seulement exposées à un effet de renversement auquel elles résistent toujours, faute



Fig. 208. — *Ishidoro* renversé à Sakata par le tremblement de terre du Shonaï du 22 octobre 1894 (d'après Omôri).

d'amplitude suffisante des plus violents tremblements de terre : elles ont à résister aussi à la rupture, qui se produira si le mouvement pendulaire d'oscillation qu'elles prennent par le choc séismique atteint une amplitude trop grande pour l'élasticité de leur matière. Cet effet est souvent suivi de la chute de toute la colonne, ou de quelques-unes de ses parties, et c'est en voyant les fragments épars à terre qu'on a pu croire au renversement.

Les séismologues japonais ont aussi établi une formule de résistance à la rupture, et ils en ont vérifié les conséquences à la table

de choc. La colonne sera brisée par un mouvement séismique dont l'accélération maximum dépassera la valeur :

$$\frac{1\,g\,F}{x\,f\,w\,V}$$

1 est le moment d'inertie de la section horizontale passant par le centre de gravité par rapport à l'intersection de cette section avec

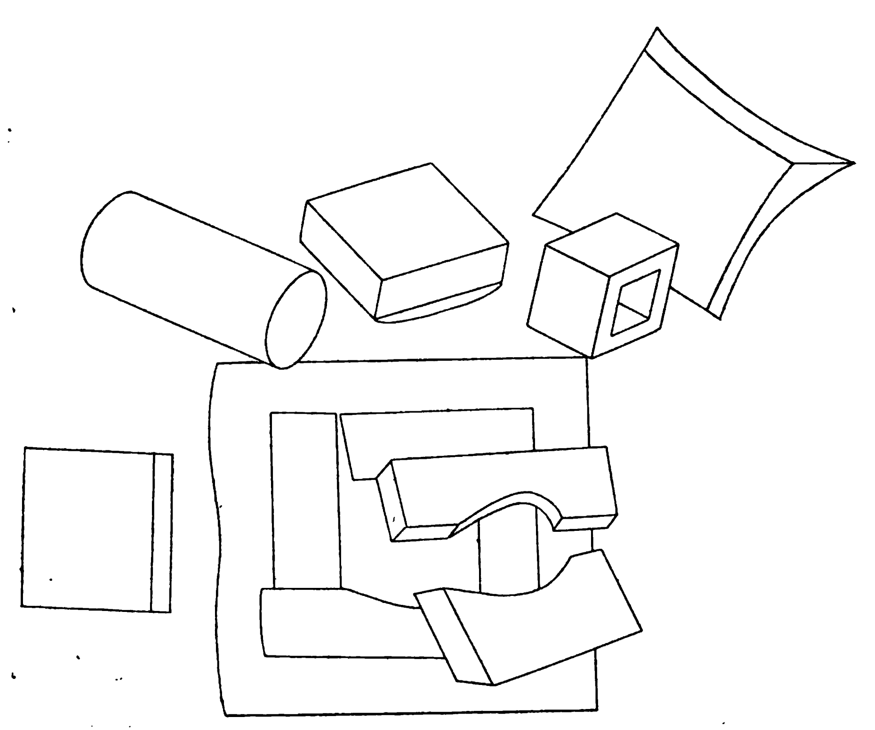


Fig. 209. — *Ishidoro* de Kodokoro (Vallée de Néo, Mino) renversé par le tremblement de terre du 28 octobre 1891 (d'après Omôri).

la surface élastiquement neutre; g est l'accélération de la pesanteur; F est le coefficient de résistance de la matière de la colonne à la tension; x est la demi-dimension de la colonne dans le sens du mouvement séismique; f est la hauteur du centre de gravité de la colonne; w est le poids de la colonne par unité de volume; V est son volume.

Ces équations fondamentales permettront à tout constructeur de mettre à l'abri des tremblements de terre les édifices de grande hauteur par rapport à leur base, puisqu'on pourra en déduire les formes



Fig. 210. — Rotation de la partie supérieure d'un monument funèbre, à Chatak, déterminée par le tremblement de terre de l'Assam du 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).



et les dimensions à leur donner et calculer la résistance à la rupture qu'on devra exiger des matériaux employés.

On s'explique bien maintenant comment les maisons à 30 étages, les *Sky-scrapers* (gratte-ciel), de San Francisco ont pu résister au tremblement de terre du 18 avril 1906; ayant de bonnes fondations, elles ne pouvaient se renverser; en charpentes d'acier, elles ne pouvaient se rompre.

Il est encore un autre danger auquel sont exposés des objets plats, comme les tombes, et d'autres, tels que les piliers, colonnes, monuments funéraires, etc. Les relations des grands tremblements de terre fourmillent, en effet, d'exemples de rotation, de glissement, de déplacement de ces édicules divers. On a toujours donné une grande importance à ces phénomènes, en particulier à ceux de rotation, qui ont créé la légende des tremblements de terre rotatoires. Ces faits s'expliquent par l'extrême complexité du mouvement séismique. Les théories qui leur sont relatives ne rentrent pas dans le cadre de cet ouvrage; d'ailleurs elles sont seulement approchées. Oldham[1] les a succinctement exposées et discutées, puis fait bonne justice des tremblements de terre de rotation introduits en séismologie par Sarconi[2] à la suite de celui des Calabres du 17/20 février 1783, et qui malheureusement tiennent encore beaucoup de place dans les relations même les plus récentes ainsi que dans de nombreux ouvrages classiques. Il va sans dire que l'emploi d'un bon mortier, ou d'une liaison par encastrement, suffira pour empêcher la rotation d'une partie de ces édicules par rapport à l'autre[3].

On va maintenant étudier le genre de dommages observés à un certain nombre de constructions diverses autres que les habitations, et en même temps exposer les palliatifs déduits aussi de l'observation.

Conformément à l'immunité au renversement que l'on a reconnue plus haut pour les colonnes, il n'existe pas de cas où des cheminées d'usines aient été renversées; elles sont seulement fendues, ou brisées. Il a été très remarqué qu'au désastre de San Francisco, les hautes cheminées d'usines sont restées seules debout, dans certains quartiers où le tremblement de terre du 18 avril 1906 et l'incendie

[1] Report on the great earthquake of june 12th 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1899, XXIX).

[2] *Istoria de' fenomeni del tremuoto avvenuto nelle Calabria e nel Valdemone nell'anno 1783, posta in luce dalla R. Acc. d. sc. e belle lett. di Napoli* (Napoli, 1784).

[3] Jnkey. Ueber Drehungerscheinungen beim Erdbeben von Agram 1880 (*Földtani Közlöny*. Budapest, 1881).

consécutif n'avaient laissé subsister qu'elles ; et des journaux illustrés ont publié de curieuses vues où elles attestaient en grand nombre l'exactitude de la théorie. Tanabe et Mano[1] se sont occupés de celles endommagées par le tremblement de terre du 20 juin 1894 au Japon, et, ne trouvant pas de relation avec leur hauteur, ils ont dû conclure que les dégâts sont dus à leurs vibrations élastiques. Omôri a repris la question et démontré ce très important résultat qu'aucune des cheminées d'usines construites avec les dimensions habituelles n'est capable de résister au tremblement de terre d'accélération destructive. On ne peut songer à leur donner la forme parabolique qui seule, théoriquement, leur conférerait l'immunité désirée, comme on le verra au sujet des piles de pont, car il en résulterait des bases d'une extension inadmissible. Il faut donc se contenter de palliatifs. On a cherché à les renforcer au moyen de cercles de fer, mais ce procédé s'est montré illusoire ; il y a même tout lieu de supposer qu'il introduit un élément de destruction. Le système Dyack paraît au contraire résoudre la question. Il consiste à munir la cheminée de liens longitudinaux de fer au-dessus de la hauteur critique des 67 centièmes de la hauteur totale. Il est d'ailleurs prudent de les descendre notablement plus bas que cette hauteur. Le 20 juin 1894, une cheminée d'usine à coton de Kanegafuchi (Tokyo) établie de la sorte, avec une hauteur de 50 mètres et des diamètres intérieur et extérieur de 4 et 5 mètres à la base, n'eut pour toute avarie que le descellement d'un de ces liens. Tout couronnement doit être soigneusement proscrit.

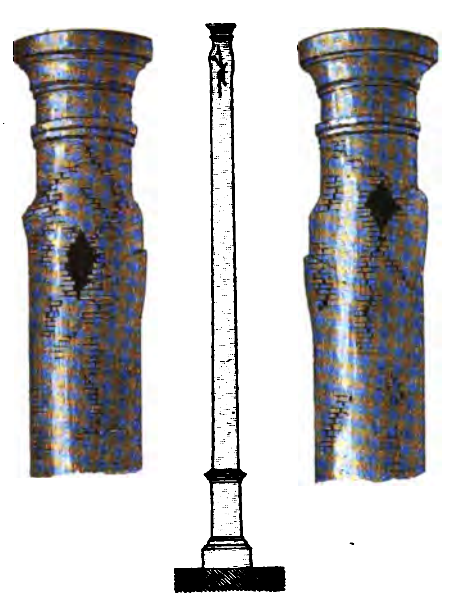


Fig. 211. — Dommages à la cheminée de la tuilerie de Grahova, près d'Agram, lors du tremblement de terre du 9 novembre 1889 (d'après Toula).

Les cheminées d'usines ne font pas que se fendre et se crevas-

[1] Cheminées d'usines ayant souffert des secousses du tremblement de terre de juin 1894 (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1900, III, p. 87).

ser, elles peuvent aussi se couper en deux très nettement, et la partie supérieure se détacher et tomber. Fr.-E. Suess[1] mentionne le cas de celle des bains de l'hôtel de l'Eléphant à Laibach, qui éprouva ce genre de dommage au tremblement de terre du 14 avril 1895. D'après lui, il faut en accuser le trop grand poids, la surcharge du haut. La partie inférieure de la cheminée oscille comme un pendule renversé sous l'action du séisme, mais, si les masses sont mal reparties, la partie supérieure pourra prendre pour son compte un mouvement oscillatoire dont les phases différentes de celles de la partie inférieure se contrarieront et viendront à se superposer à elles à une certaine hauteur critique, où se produira la rupture. Dans le cas en question, cette explication n'est probablement pas exacte, car cette cheminée n'était pas surmontée, comme cela se présente parfois, d'un couronnement lourd; il faut plutôt admettre que ses matériaux et ses dimensions ne satisfaisaient pas à l'équation de rupture. Quoi qu'il en soit, ce fait et son explication par Fr.-E. Suess étaient à rappeler pour signaler un danger possible, non seulement pour les cheminées, mais aussi pour des constructions analogues.

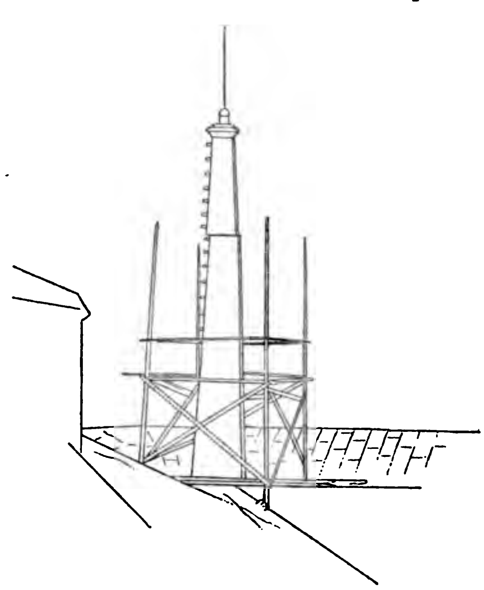


Fig. 212. — Cheminée des bains de l'hôtel de l'Éléphant à Laibach coupée par le tremblement de terre du 14 avril 1895 (d'après Fr.-E. Suess).

Lors des grands tremblements de terre, la destruction des clochers atteint des proportions considérables. Cela tient le plus souvent au non synchronisme de leurs mouvements oscillatoires et vibratoires avec ceux de l'édifice principal et aussi, comme l'a fait observer l'architecte Kauser[2] à propos de l'église des Franciscains à Agram le 9 novembre 1880, à l'inégale répartition du poids de la

[1] Das Erdbeben von Laibach am 14 April 1895 (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1896, XLVI, p. 411).

[2] Cf. Von Prudnik. Das Erdbeben von Agramim Jahre 1880 (*Mitth. d. kgl. ungar. geol. Anstalt*, 1882, VI, p. 47. Budapest).

charpente des cloches sur les murs du clocher. Cette charpente doit donc être répartie également sur les quatre murs, ou sur toute la périphérie du clocher, s'il est circulaire.

La meilleure solution, malheureusement peu esthétique, est vraisemblablement celle que l'on rencontre assez fréquemment en Italie, l'indépendance entre le clocher et l'église. Mallet cite le cas de celui d'Atena, tour carrée de 90 pieds de hauteur sur 22 de base qui, le 16 décembre 1857, resta debout au milieu de ce bourg complétement dévasté.

On voit souvent dans les petites églises la cloche supportée par un campanile surmontant le mur du portail d'entrée. Ce dispositif est irrémédiablement voué à la destruction, comme le prouve bien l'expérience des faits. Le poids relativement considérable de la cloche, sa position élevée, sa mobilité sous l'effet du mouvement séismique et l'affaiblissement du mur par suite même de l'usage prolongé de la cloche, qui ne manque pas de l'ébranler à la longue, sont autant de causes de danger en cas de tremblement de terre et celui d'Akhalkalaki du 19 décembre 1899 en a fourni un nombre considérable d'exemples.



Fig. 213. — Descellement d'un paratonnerre à Jamalpur lors du tremblement de terre du 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).

Les croix de pierre qui surmontent les églises ne se renversent pas avec moins de facilité, et cette matière devra être rigoureusement proscrite pour leur érection. Il faudra n'y employer que le fer ou l'acier, et en assurer la parfaite liaison avec le reste de l'édifice.

Les paratonnerres des grands édifices demandent à être fixés avec un soin extrême, leurs oscillations suffisant à l'arrachement de leurs scellements. Un curieux effet du tremblement de terre d'Agram du 9 novembre 1880 a été la disjonction entre la pointe et la tige du paratonnerre de la tour de l'église de Zlatar[1].

Les séismologues japonais[2] ont très attentivement étudié la façon dont les ponts de leurs réseaux de voies ferrées, alors naissants,

[1] Wähner. Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 (*Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien. Mat.-natur wiss. Cl.*, LXXXVIII, I, Juni, p. 15. 1883).

[2] Omôri. Note on the vibration of railway-bridge piers (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1903, XII, p. 39).

Fig. 214. — Rupture du pont du Nagara-Gawa, le 28 octobre 1891
(d'après Dairoku Kikuchi).

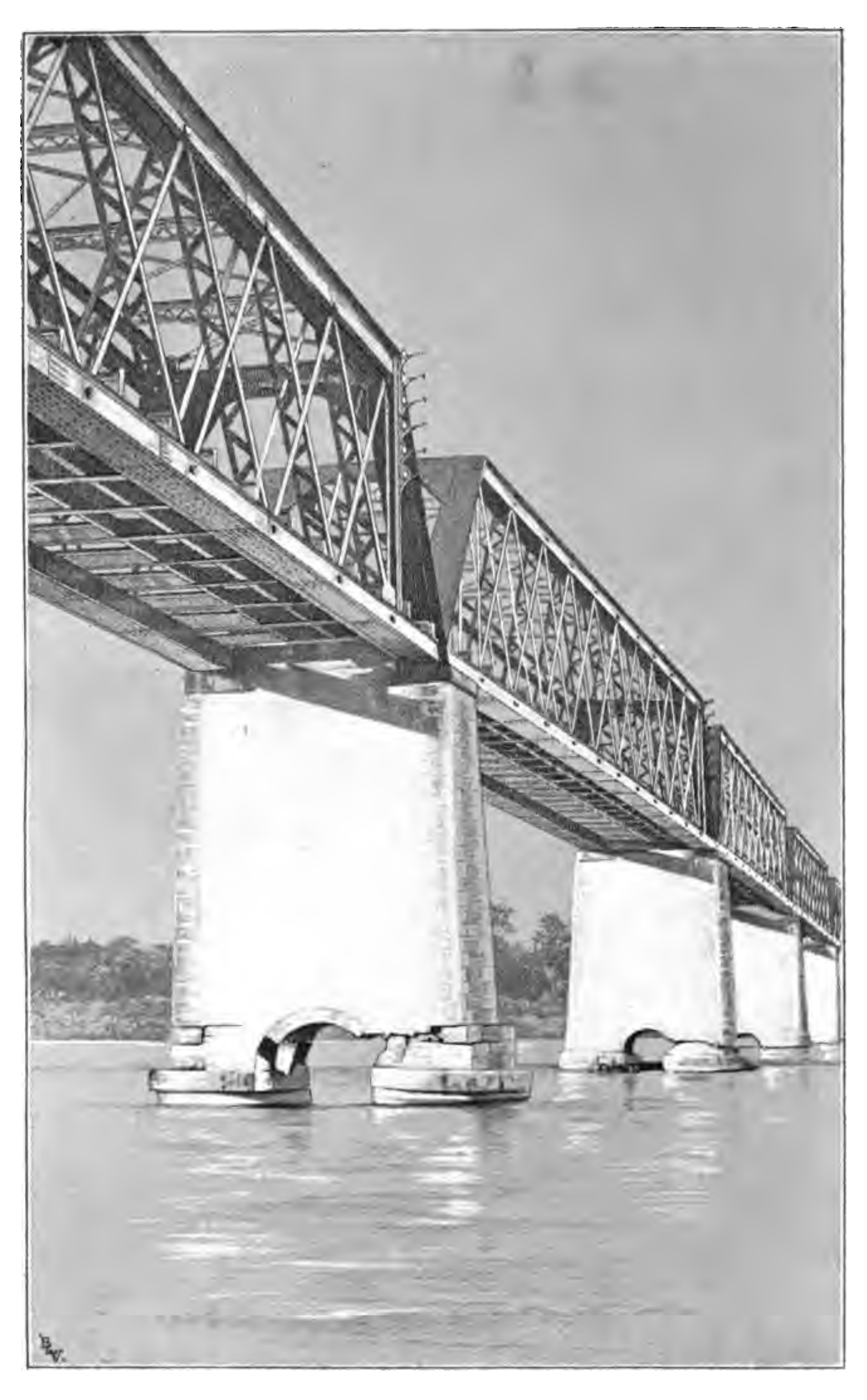
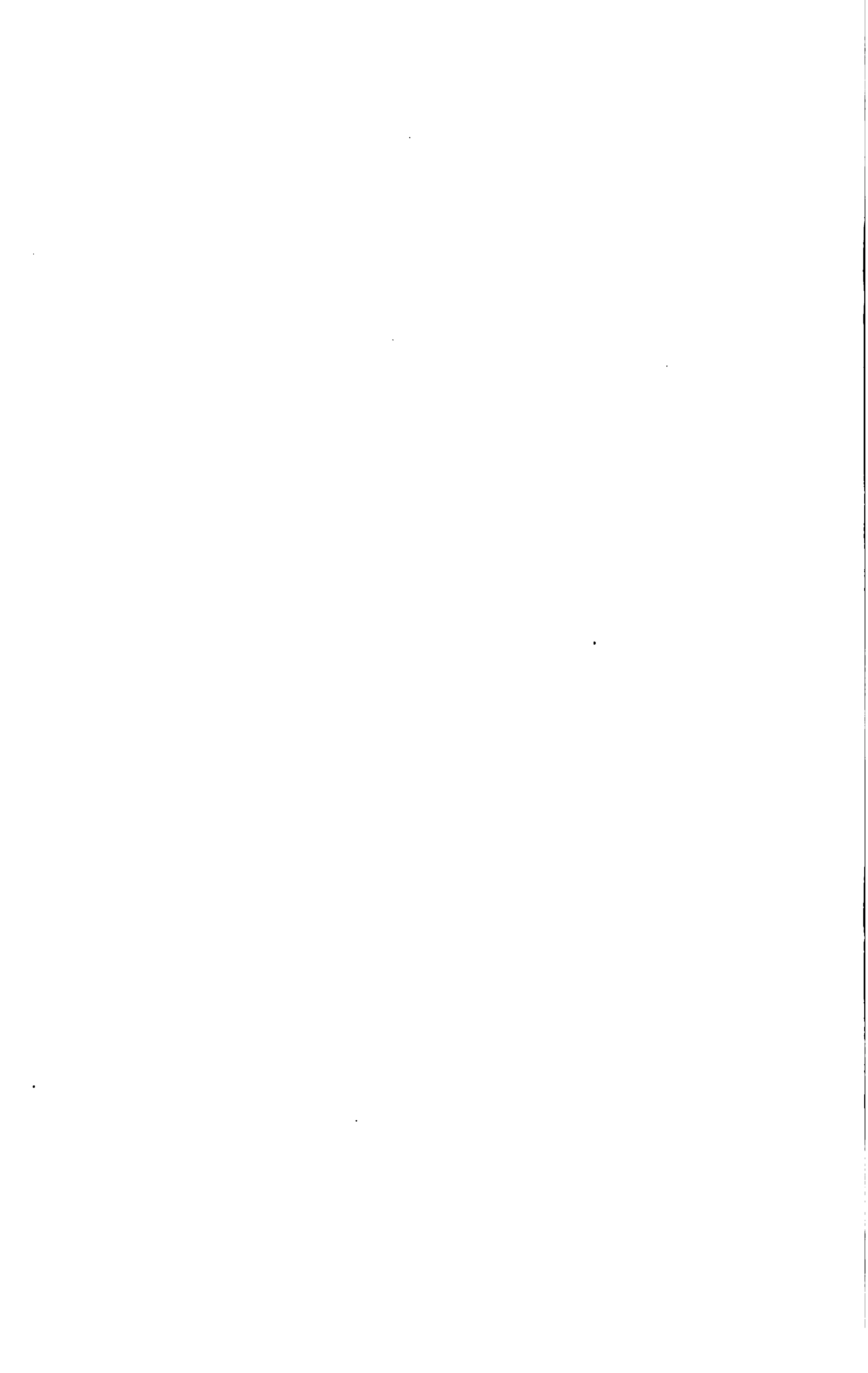


FIG. 215. — RUPTURE DES PILES DU PONT DE KISO-GAWA LE 28 OCTOBRE 1891 (d'après DAIROKU KIKUCHI).



ont été endommagés le 28 octobre 1891. Parmi beaucoup d'exemples, on choisira ceux du Nagara-Gawa et du Kiso-Gawa, très importants et d'ailleurs construits tout différemment.

Les piles du pont du Nagara étaient toutes composées d'un groupe de cinq colonnes creuses de fonte, de 2 pieds 6 pouces de diamètre et d'un pouce d'épaisseur, remplies ensuite de béton et dont la hauteur croissait, des rives au milieu du fleuve, avec la profondeur, mais sans changer de section. La charge était de 185 tonnes par piles. Les colonnes des piles de culée restèrent intactes. Mais des rives au milieu, où le tablier s'était complètement affaissé, le nombre des colonnes rompues augmentait progressivement jusqu'à la totalité au groupe central. Elles étaient toutes brisées à la base, mais, en outre, celles du centre étaient fragmentées en plusieurs morceaux. Ce pont, ainsi du reste que celui du Kiso-Gawa, avait cependant résisté à de graves inondations et à un terrible typhon capable de renverser une locomotive. La fragilité de la fonte, malgré le ciment et un solide entretoisement des cinq colonnes de chaque groupe, avait été la principale cause du désastre. Ce système a été justement condamné.

Le pont du Kiso-Gawa, de 600 mètres de long, était bien différent. Chacune de ses piles en maçonnerie reposait sur le fond du fleuve par deux piliers circulaires de maçonnerie aussi, de 12 pieds de diamètre et réunis au-dessus de la surface moyenne de l'eau par une voûte en plein cintre. Chaque pile, avec un léger fruit sur ses quatre faces, avait 30 pieds 9 pouces de hauteur, 21 et 10 pieds de base. Ces dimensions considérables, eu égard à la charge de 160 tonnes par pile, ne les empêchèrent pas d'être toutes rompues à la voûte de jonction de leurs piliers jumeaux, ou tout près d'elle. Il fallait s'y attendre du fait même de l'emploi de la voûte. On a donc dû, après l'événement, remplacer les doubles piliers par un pilier unique elliptique, à grand axe dans le sens du courant et dont la stabilité séismique, plus grande d'un tiers, est cependant insuffisante encore. En effet, l'accélération séismique effective a été mesurée de 4000 m/m environ à Kasamatsu, ville située au débouché du pont. Le mouvement principal aborda le pont avec une inclinaison de 67 degrés sur sa normale, ce qui donne 3700 m/m d'accélération pour l'effort de rupture dans le sens du thalweg. Des formules précédemment données, Omôri a tiré une stabilité séismique de 850 m/m seulement pour les piles primitives et de 1270 pour les nouvelles. Mais il y a loin des 3700 nécessaires.

Devant cette insuffisante résistance, en raison d'une éventualité

toujours à craindre dans l'avenir, Omôri a cherché une autre solution. Il l'a trouvée dans le profil doublement parabolique des piles, supposées coupées par un plan vertical perpendiculaire ou parallèle au tablier du pont. Sans qu'il soit nécessaire, ni même utile, étant donné le but ici poursuivi, d'entrer dans les développements théoriques mis en œuvre par le savant séismologue japonais, il suffira de dire qu'il a traité l'équation de stabilité de façon que la résistance à la rupture soit constante sur toute la hauteur de la pile. Il a été ainsi conduit au profil parabolique :

$$y^2 = \frac{10\,g\,F}{a\,w}\,x$$

où $2x$ est la longueur du côté du rectangle de section horizontale normal à l'axe du pont à la hauteur y. On a ainsi deux arcs de parabole à axes verticaux pour limiter la pile de chaque côté, et naturellement on tronque le solide obtenu à la hauteur voulue pour soutenir le tablier.

En pratique, la courbure de ces paraboles étant faible, on peut, sans augmentation sensible de maçonnerie, remplacer ces arcs par leurs cordes, ce qui n'est pas pour affaiblir la pile, au contraire. Si donc on prend pour a un nombre suffisamment grand et conforme à ce qui a été observé effectivement pour l'accélération lors des grands tremblements de terre, on obtiendra des piles véritablement indestructibles, pourvu qu'elles descendent jusqu'au roc vif et soient construites avec de la maçonnerie de première qualité. Ces piles paraboliques sont maintenant, au Japon, entrées dans la pratique courante.

Le profil parabolique doit devenir la règle toutes les fois que ce sera possible, pour des constructions importantes de grande hauteur par rapport à leurs bases. Ainsi les phares, pour lesquels une forme s'en rapprochant assez a, dès longtemps, été adoptée afin de leur permettre de mieux résister au choc des vagues. Grâce à leur grande élévation, ces édifices sont très sensibles aux secousses séismiques, même très faibles, et on a souvent vu, au Chili et en Norvège, leurs gardiens être seuls à les ressentir : on peut dire que ces hommes habitent de véritables séismoscopes. Comme les phares sont toujours d'une construction très soignée, on n'en relève que peu de destructions dans les relations des grands tremblements de terre. Mais on a dû songer à protéger contre l'effet des grandes oscillations les appareils éclairants, qui ont été souvent endom-

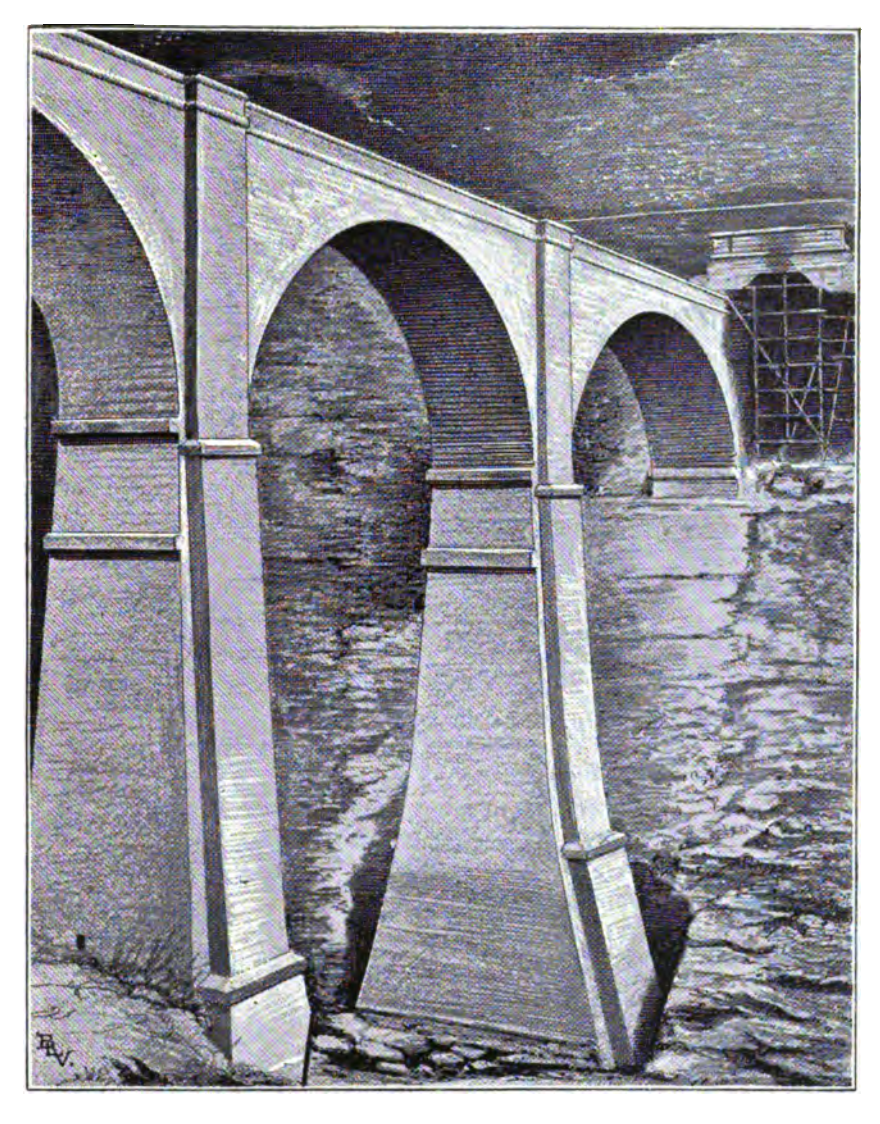
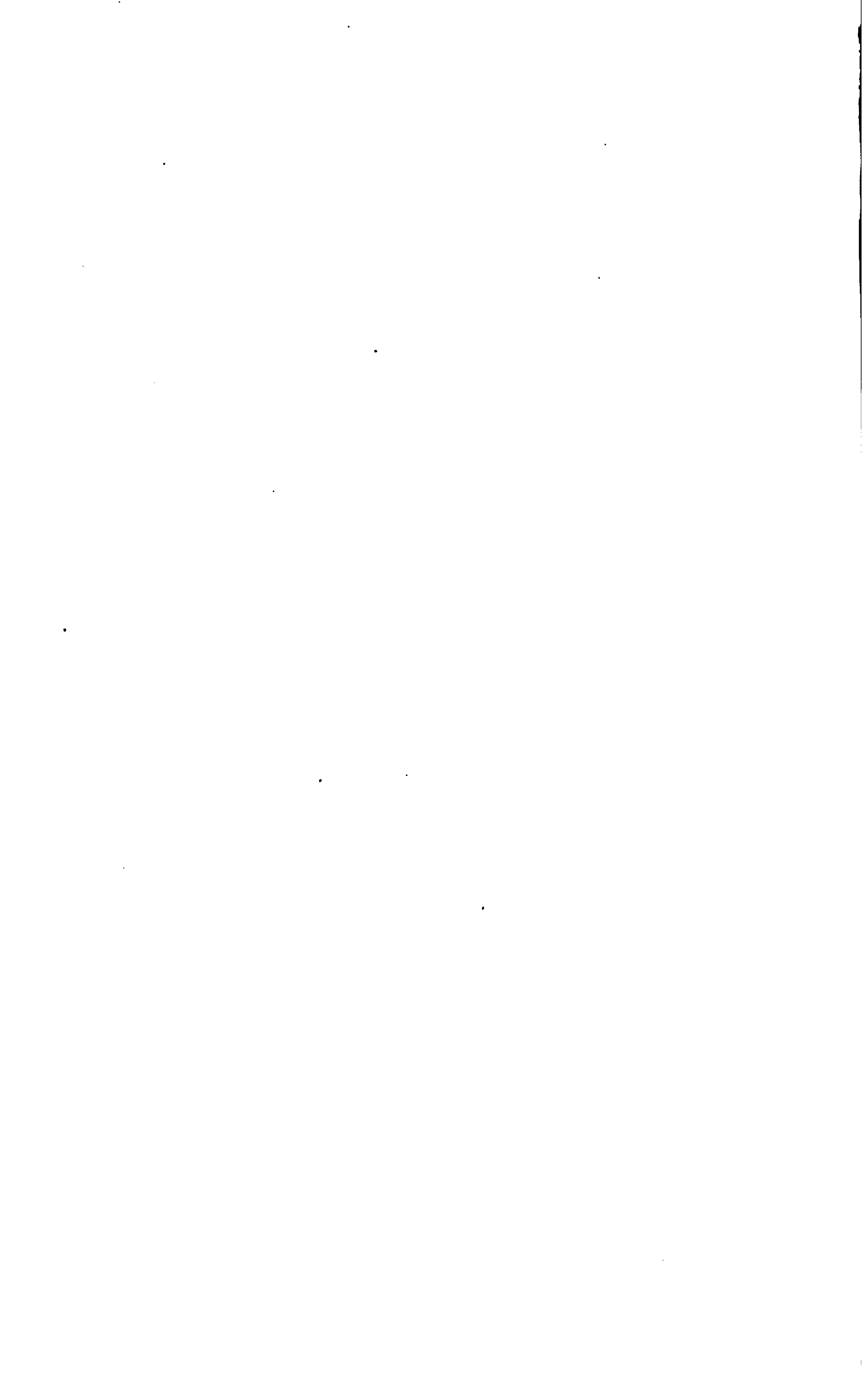


Fig. 216. — Piles asÉismiques à profil parabolique : Chemin de fer de l'Usui pont sur le Kik-Kawa (d'après Milne).



magés. Le premier, Stevenson[1], a songé à établir l'ensemble des lampes et du dispositif de rotation sur une table rendue aséismique par le roulement de boules d'acier ou de fonte la supportant. Mais, plus tard, Brunton[2], chargé de l'érection de plusieurs phares japonais, eut l'occasion de constater que ce système était insuffisant à préserver d'avaries ces appareils. D'ailleurs, ces tables aséismiques présentaient tellement d'inconvénients dans la pratique courante du service qu'on dut les abandonner, pour y revenir en 1882. Il se produisit même ce fait étrange qu'au tremblement de terre du Japon, du 11 mars 1882, qui ébranla 300 milles de côtes, seul un appareil aséismique éprouva des avaries, comme aussi à celui du 15 octobre 1884. L'expérience est donc peu favorable; cependant, Milne[3] n'en condamne pas formellement l'emploi, par ce motif que, de même que pour les fondations aséismiques, il faut limiter beaucoup la liberté de mouvement.

Parmi les petites constructions qui s'écroulent avec une grande facilité, et pour le calcul des dimensions desquelles il faut appliquer l'équation de West, il n'en est pas qui, plus que les portails d'entrée de propriétés, fournissent d'innombrables observations de dommages dans les relations des grands tremblements de terre. On a été bien souvent aussi étonné par la divergence des directions suivant lesquelles les piliers d'un même portail se sont renversés malgré leur proximité, mais l'on sait maintenant en reconnaître la cause dans l'irréalité de l'ancienne notion de la direction d'un tremblement de terre. On peut y ajouter l'extrême diversité avec laquelle le mouvement séismique agit, et il n'en est pas d'exemple plus instructif que celui cité par von Prudnik[4] des deux meules du moulin de Remete, près d'Agram, dont l'une, au repos, fut mise en mouvement, et l'autre, en marche, fut arrêtée (9 novembre 1880).

Les observations de renversements de menhirs sont rares, et l'on ne cite guère que ceux de Kanchi, dans les Khasi Hills, lors du grand tremblement de terre de l'Assam, du 12 juin 1897[5]. Faute de fondations, cela n'a rien d'étonnant et n'aurait pas mérité d'être relevé si ce fait ne fournissait l'occasion d'un intéressant avertissement à l'adresse des constructeurs de tous les pays instables.

[1] *Trans. soc. of Arts of Scotland* (VII, p. 557. Edinburgh, 1868).

[2] *Minutes of Proceedings ot the civil Engineers Institute* (LXVII, p. 1).

[3] *Seismology* (London, 1898).

[4] Das Erdbeben von Agram im Jahre 1880 (*Ber. a. d. k. ung. Min. f. Ackerbau Ind. a. Hand., Mitt. aus d. Jahrb. d. K. ung. geol. Anst.*, 1882, VI, 3 heft. Buda-Pest).

[5] Oldham. Report on the great eartquake of june 12 th 1897 (*Mem. geol. Survey of India*, 1899, XXIX).

L'érection de ces antiques menhirs se perd dans la nuit des temps, de sorte que, depuis une époque très reculée, le désastre de l'Assam n'a pas eu son équivalent dans les Khasi Hills. Il serait donc très imprudent de se fier à l'intensité que les tremblements de terre n'ont jamais dépassée de mémoire d'homme, et de partir de là pour s'en tenir à tel ou tel degré de précautions préventives. Il est nécessaire partout de tabler sur les accélérations maximums d'au moins 4000 m/m, pour calculer les dimensions des édifices que l'on veut mettre à l'abri des dommages séismiques.

Dans les pays instables, il est inadmissible de jucher les réservoirs à eau sur de hautes constructions, cela même pour ceux de faible capacité destinés à l'alimentation des locomotives, sinon leur destruction est assurée. Il faudra donc utiliser le profil parabolique ou les établir sur des charpentes dont on abaissera autant que possible le centre de gravité. Un de ces réservoirs fut détruit le 16 décembre 1902, à la station de Fedtchenko, près d'Andidjane, sur le chemin de fer de l'Asie Centrale [1].

Le profil parabolique doit être évidemment de règle pour les murs de soutènement, les escarpes de tout genre, les ailes des culées de pont, etc. C'est par la culée de rive qu'a péri le pont du Manshai du chemin de fer du Bengale oriental, le 12 juin 1897, faute de fondations suffisantes et de murs d'ailes qui n'existaient pas. Oldham a signalé, dans son rapport sur cet événement, un grand nombre de cas où les culées s'étaient rapprochées vers le lit du fleuve. Cet effet de convergence est évidemment dû à ce que les culées forment un escarpement libre de se mouvoir; il faudra donc les asseoir très solidement, et les relier très exactement aux murs d'ailes des remblais des voies d'accès en proscrivant les angles vifs. Au tremblement de terre du Japon central, du 28 octobre 1891, se sont présentés de très nombreux cas de disjonction de ces deux éléments, ce qui a facilité la chute de la culée et par suite celle du pont.

A ce même séisme on a vu, à Yokohama, ville pourtant bien éloignée de la région dévastée, l'eau d'un grand réservoir battre tellement de ses vagues les murs d'enceinte qu'ils furent en partie détruits. Le profil parabolique s'impose donc encore dans tous ces cas, pour les barrages, digues, etc.

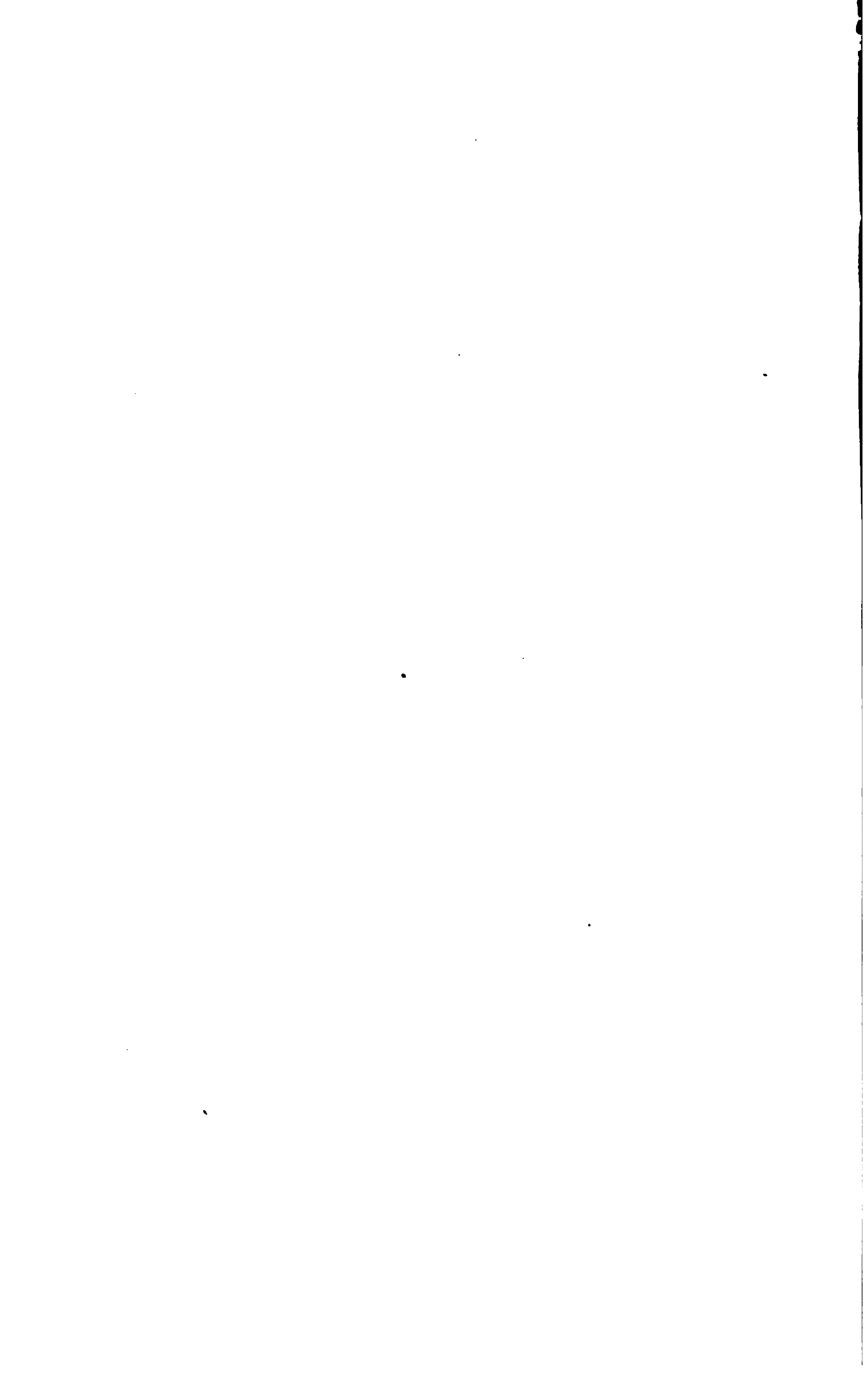
Il en est certainement de même pour les aqueducs, genre d'édifices sur lesquels on a peu de renseignements. Pownal [2] attribua

[1] Lévitsky (*Bull. com. séism. central permanent de l'Ac. imp. de Saint-Pétersbourg*, Déc. 1902. En russe).

[2] On recent publications relating to the effects of earthquakes on structures (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1892, XVI, p. 1). — Appendix to the above notes (*Id.*, p. 14).



Fig. 217. — Destruction du pont du Manshai (Bengale Oriental) par le tremblement de terre du 12 juin 1897 (d'après R. D. Oldham).



l'excellente tenue devant les tremblements de terre et la conservation depuis des siècles de certains de ceux que les Romains ont construits en si grand nombre autour du bassin de la Méditerranée, ainsi que celles de leurs ponts et viaducs, à l'emploi de briques de très grandes dimensions, favorisant la résistance des voûtes, et surtout à l'excellence de leur ciment. Mais on ne s'étonnera pas que les grands arceaux de l'aqueduc de Mexico aient été fort endommagés par le séisme du 19 juin 1858. Pendant les secousses, on les vit s'ouvrir, puis se refermer, après avoir laissé échapper des torrents d'eau; plus de cent arches furent maltraitées, parmi lesquelles la moitié au moins menacaient ruine. Cela condamne l'emploi des arceaux et, d'ailleurs, c'est là un nouveau cas où le profil parabolique doit s'imposer.

Les anciens aqueducs souterrains, que les Espagnols avaient construits à San Salvador (Amérique Centrale), se sont crevés au tremblement de terre du 19 mars 1873. C'étaient de solides caniveaux, à section rectangulaire, et formés de larges dalles de pierres solidement maçonnées, mais dont les joints ne purent résister. Au désastre de San Francisco, du 18 avril 1906, la destruction des conduites d'eau a joué un rôle assez considérable, parce que l'eau sous pression, se précipitant avec une grande vitesse dans les crevasses ouvertes par le tremblement de terre, a désorganisé les fondations des édifices déjà ébranlés et en a provoqué la chute. En outre, la lutte contre l'incendie consécutif au tremblement de terre s'en est trouvée paralysée et le même fait s'est produit à Valparaiso le 16 août 1906 [1]. Les Américains ne doutent pas que les ressources de la technique moderne ne puissent parer à ce danger, mais il est peu probable qu'ils y puissent réussir sur le trajet même des dislocations qui se mettent en mouvement lors d'un grand séisme, comme cela s'est produit lors de ce mémorable événement.

Les canalisations urbaines ont bien résisté à San-Francisco [2] le 18 avril 1906, lorsqu'elles étaient d'une construction véritablement soignée et établies sur pilotis là où le sol manquait de solidité. On put faire cette observation très importante, et qui comporte une sanction pratique immédiate, à savoir que beaucoup de celles en béton se sont rompues à la jonction du travail de deux journées successives.

[1] Steffen. *Vorlaüfige Mittheilungen über das Erdbeben in Mittel-Chili vom 16 August 1906.*

[2] Bitter. Wirkung des Erdbebens von San-Francisco auf Kanäle (*Neueste Erdbeben-Nachrichten.* Neue Folge, 1906, VI, p. 21).

Les canaux souffrent beaucoup, surtout lorsqu'ils sont trop rapprochés des rivières correspondantes, dont les bords, comme on sait, sont des points d'élection pour les séries de fissures parallèles. Leurs rives sont pareillement aussi dans de mauvaises conditions et sont, en outre, dans les plaines alluviales, exposées à l'action destructive des vagues séismiques visibles. De toutes façons, un seul palliatif est à recommander, celui de tenir les joues du canal sous la plus douce inclinaison possible.

Dans les travaux de mines, les séismes verticaux sont les plus à craindre. Les observations sont en petit nombre et concernent des tremblements de terre du Chili : 19 novembre 1822 à Valparaiso, mine de El Bronce à Petorca; 5 septembre 1859 à Copiapo, mine de Carmen Alto, 11 janvier 1854 à la mine de cuivre de Cerro de la Cruz de Caña. Les galeries s'y effondrèrent en ensevelissant les mineurs sous leurs décombres. Quant aux puits de descente, nous ne connaissons pas d'exemples de leur destruction. Il est probable qu'ils jouissent de l'immunité des voûtes à axe vertical quand ils sont maçonnés, ou creusés en roc vif. La même raison est valable pour les puits ordinaires bien construits, dont les parois résistent bien, mais ils se comblent par apport des sables venus d'en bas et mis en mouvement par le tremblement de terre, comme on en a eu tant d'exemples à celui de l'Assam du 12 juin 1897. On a vu par quel mécanisme la pression des couches supérieures joue un rôle sur les couches inférieures aquifères.

La résistance des voûtes à axe vertical s'est encore révélée, le 31 août 1886, par ce fait que le puits d'un gazomètre a parfaitement résisté dans un quartier particulièrement éprouvé à Charleston. Cette observation est tout à l'avantage de ces voûtes, parce qu'ici on ne peut invoquer l'excellence des matières employées; ce gazomètre avait, en effet, été construit bien postérieurement à l'abandon, en 1838, des bonnes briques et de l'excellente chaux tirée des coquilles du littoral voisin. On a même observé que le puits de briques était ensuite détaché de la terre environnante et qu'un vide de 24 centimètres l'en séparait ; c'était problablement là une mesure de l'amplitude du mouvement séismique.

La plupart des grands tremblements de terre de ces dernières années ont causé d'importantes avaries aux voies ferrées. Il semble qu'elles souffrent par compression contre un obstacle, vraisemblablement une partie de la voie elle-même qui ne peut céder à cause de son poids et de la liaison des rails avec les traverses. Aussi, les voit-on tordues de façon plus ou moins compliquée et les joints des

rails ayant sauté, les éclisses et les tire-fonds sont arrachés. Au tremblement de terre de Copiapo, du 5 octobre 1859, les rails étaient dénivelés sur une longueur de six milles. A celui de Charleston, du 31 août 1886, on a trouvé les abouts des rails disjoints de 21 centimètres, mesure probable de l'amplitude du mouvement séismique et concordant assez bien avec celle de 24 centimètres donnée par l'observation faite au gazomètre et qui a été relatée précédemment. D'autres fois, toute la voie est déplacée avec ses traverses, suivant un arc dont la corde est l'ancienne portion rectiligne correspondante. C'est ainsi qu'après le tremblement de terre d'Old Chaman (Béloutchistan), du 20 décembre 1892, on dut raccourcir une partie de voie

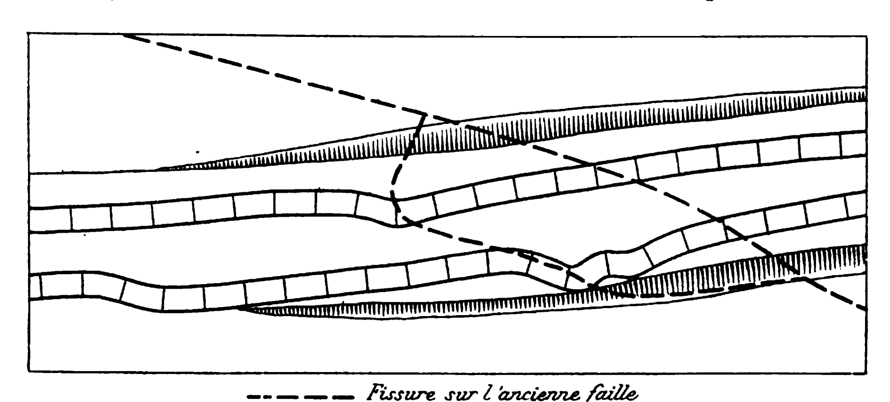


Fig. 218. — Distorsion de la voie ferrée d'Old Chaman lors du tremblement de terre du Béloutchistan du 20 décembre 1892.

de 2 pieds 6 pouces anglais ; en effet, quatre paires de rails de 30 pieds et une de 24 furent remplacées par cinq paires de 24 pieds et une de 21. Un tel phénomène est extrêmement remarquable au point de vue géologique ; il montre que ce tremblement de terre doit être considéré comme un séisme de compression, ou d'écrasement, correspondant sans doute à l'affaissement d'un voussoir terrestre entre deux autres voussoirs restés fixes. On peut se demander s'il n'y a pas là une preuve certaine de la diminution de la circonférence terrestre, par suite du refroidissement séculaire.

C'est aussi par un effet de compression que Milne et Burton[1] expliquent les déformations des voies ferrées au Japon le 28 octobre 1891.

On ne voit guère comment on pourrait préserver les voies ferrées de semblables accidents. En tout cas, le déraillement d'un train

[1] *The great earthquake in Japan, 1891* (Yokohama).

après le tremblement de terre de Charleston montre la prudence avec laquelle les conducteurs de locomotives doivent marcher après un tremblement de terre, car dans ce cas on ignore si l'accident a été un effet direct de la secousse séismique ou s'il a été causé par la désorganisation de la voie ferrée. L'état apparent de la voie favorisait cependant la première hypothèse.

La rupture des rails doit être un genre tout à fait exceptionnel de dommages ; on n'en rencontre qu'un seul cas dans les relations, celui du tremblement de terre du 16 décembre 1902, à Andidjane[1].

Il était tout naturel de chercher, au moyen des appareils séismographiques, à étudier les mouvements des locomotives et des wagons des trains en marche, pour en tirer d'utiles renseignements sur la meilleure manière de construire ces moteurs et ces véhicules de façon à leur assurer une suffisante conservation en diminuant leur fatigue ainsi que celle de la voie elle-même. C'est bien ce qui a été fait, et ce n'est pas là un des buts les moins intéressants de ce qu'on pourrait appeler la séismologie appliquée. Milne[2] et Omôri[3] ont construit des appareils séismographiques spéciaux pour la mesure des mouvements verticaux et des oscillations horizontales ou verticales circulant à des vitesses variables sur les voies ferrées, et tiré d'importantes conclusions quant à leur construction. Le détail ne saurait être exposé ici, car ces observations n'ont de commun que les appareils avec la séismologie. On ne peut, cependant, passer sous silence que la même série de recherches a été exécutée pour les ponts métalliques des chemins de fer dans le but d'en conclure leur meilleur mode d'établissement[4]. C'est là un vaste champ d'études qu'on doit, malgré son réel intérêt, se contenter de mentionner ici.

Il y a mieux encore à tirer de la séismologie pour la sécurité des voyageurs, c'est une surveillance constante, ou plus ou moins périodique, de l'état d'entretien et d'usure des voies ferrées et de leurs ouvrages d'art par la comparaison des diagrammes obtenus aux

[1] Levitsky (*Bull. com. séism. central permanent de l'Ac. imp. de Saint-Pétersbourg*, décembre 1902. En russe).

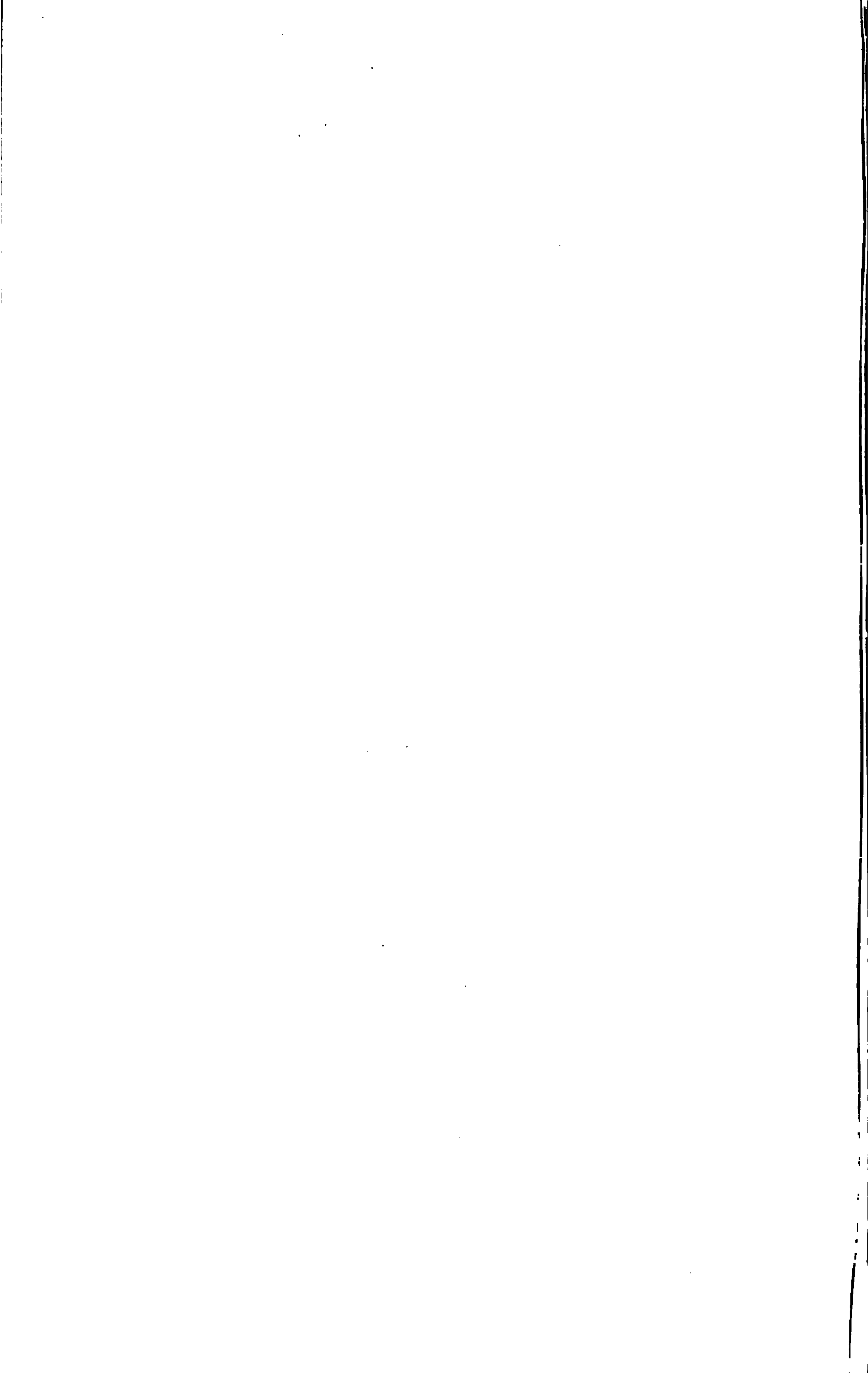
[2] Seismometry as applied to railway trains (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XV, p. 23).

[3] Application of seismographs to the measurement of the vibration of railway carriages (*Publ. earthq. invest. comm. in for. lang.*, 1904, XV). — Second paper (*Id.*, 1905, XX, p. 1).

[4] Omôri. On the deflection and vibration of railway bridges (*Publ. earthq. invest. Comm. in for. lang.*, 1902, IX). — Note on the vibration of the railway bridge piers (*Id.*, 1902, XII, p. 39). — Note on applied seismology. Deflections and vibrations of railway bridges (*C. R. de la première conférence séismologique internationale de Srasbourg*, p. 347. Leipzig, 1903).



Fig. 219. — Renversement d'une locomotive près de Charleston lors du tremblement de terre du 31 aout 1886 (d'après Dutton).



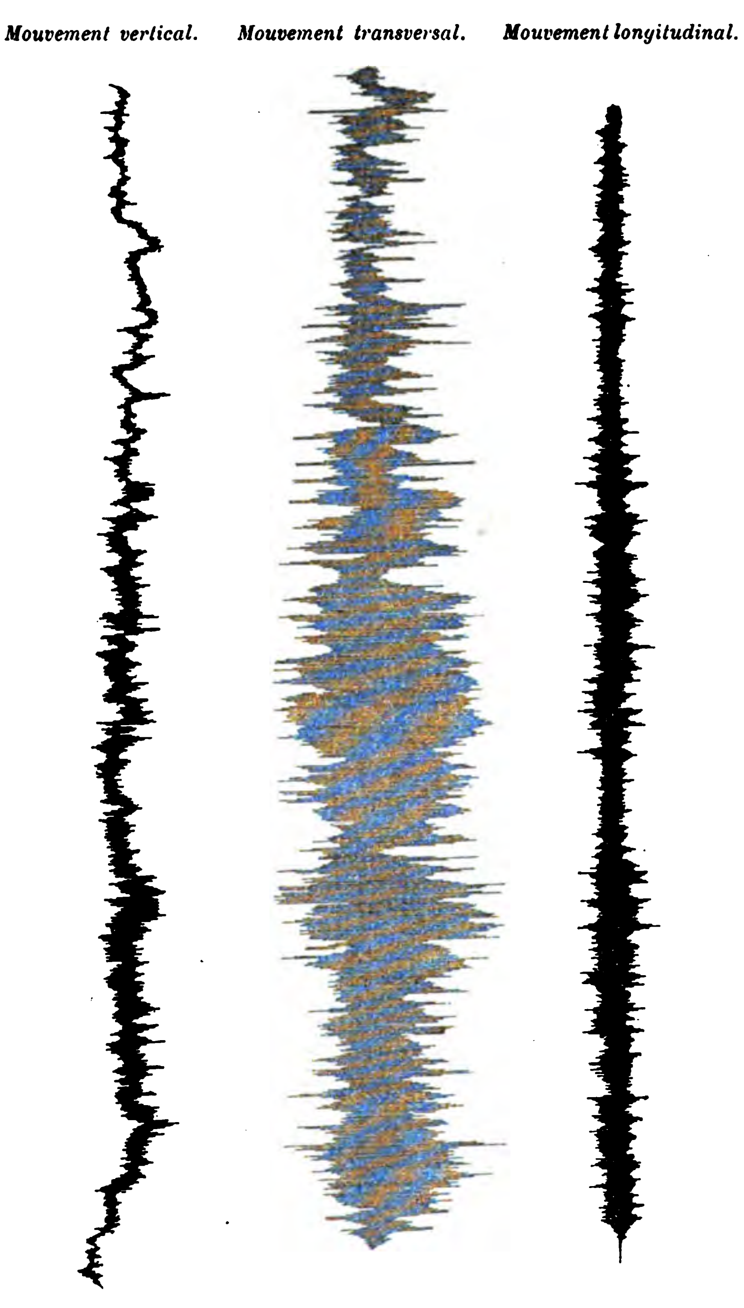


Fig. 220. — Diagrammes des mouvements vertical, transversal et longitudinal d'un wagon de seconde classe du chemin de fer London-North-Western (d'après Milne).

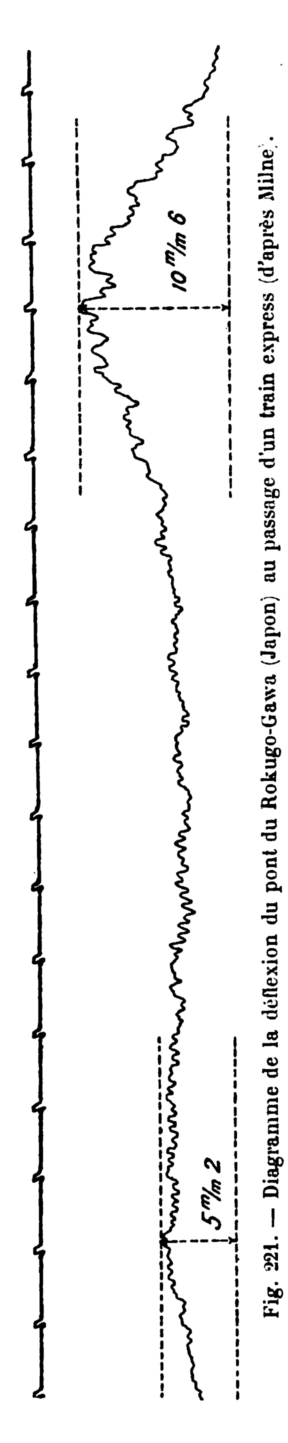


Fig. 221. — Diagramme de la déflexion du pont du Rokugo-Gawa (Japon) au passage d'un train express (d'après Milne).

passages des trains un certain temps après leur construction et ceux qu'on avait obtenus à l'état neuf. Un tel service d'inspection a été étudié par Belar[1] à Laibach, en 1901, puis mis en pratique effective[2] aux environs de cette ville. Un tel exemple mériterait d'être partout imité, et nul doute qu'on éviterait ainsi bien des catastrophes dues au mauvais état des voies ferrées et des ponts que l'on s'empresserait de réparer dès que les diagrammes en montreraient la nécessité. C'est ainsi qu'on dut se décider à réparer à une certaine époque une des travées du pont métallique de Kawasaki, entre Tokyo et Yokohama, parce que les diagrammes y présentaient de notables irrégularités au passage des trains par rapport à ceux des travées voisines. Qui sait si, par cette précaution, prise à temps, l'on n'a pas évité un accident du genre de celui du 14 juin 1891, au pont de Mönchenstein, près de Bâle, où soixante-quatorze morts et deux cent cinquante ou trois cents blessés furent sans doute victimes d'un état d'usure insoupçonné ?

On sait combien d'accidents de ce genre se produisent sur les voies ferrées, souvent hâtivement construites, des États-Unis. Ils seraient diminués dans de grandes proportions, peut-être même supprimés, si l'on en surveillait périodiquement, sinon constamment, l'état au moyen de séismographes appropriés.

L'art des mines lui-même peut utiliser avec fruit l'étude des séismogrammes résultant de l'exploitation minière, et dont les caractères très particuliers peuvent faciliter

[1] Ueber Verwendung von Erdbebenmessern bei Eisenbahnbrücken (*Die Erdbebenwarte*, 1901, I, p. 13).

[2] Belar. Erdbebenmesser im Dienste des Eisenbahnwesens (*Id.*, 1902, II, p. 283).

la prévision des éboulements dans les galeries et d'autres accidents. C'est ce que l'on a tenté de faire à la mine Tollinggraben, près de Salzbourg[1].

D'une façon générale, les mouvements rapides et d'allure plus ou moins périodique s'étudient avec facilité au moyen de pendules, en définitive, de séismographes convenablement disposés, suivant les cas particuliers que l'on a en vue; et ces applications de la séismologie pratique s'étendront, sans doute, plus qu'on ne saurait encore le prévoir. Parmi celles qui ont été faites, il convient de citer l'étude des mouvements des navires, roulis et tangage, et celle des vagues au moyen de l'oscillographe de Bertin[2].

Il arrive parfois que ces édifices s'écroulent sans cause apparente connue, et le mystère de leur chute reste à jamais enseveli sous leurs décombres, ne laissant place qu'à de vagues hypothèses pour toujours invérifiables. On ne se fait pas faute alors d'invoquer l'influence de tremblements de terre lointains, produits *à peu près* au même instant, et leur nombre habituel est tellement grand à la surface du globe que l'on en trouve toujours permettant cette explication de l'événement. Ainsi, à l'occasion du désastre du barrage de Bouzey (Vosges), du 27 avril 1895, d'éminents ingénieurs n'ont pas craint de suggérer, timidement il est vrai, devant le tribunal d'Épinal, la possibilité qu'un séisme illyrien ait par ses ondes souterraines — non perçues à la surface —, sapé les bases de l'ouvrage, ou tout au moins préparé son écroulement. La question méritait d'être étudiée scientifiquement, et Belar s'en est occupé en détail à propos de la chute du campanile de Saint-Marc, à Venise, le 5 juillet 1905. Les oscillations propres d'un édifice de ce genre sous l'influence d'une poussée quelconque, du vent, par exemple, sont faciles à déduire de sa forme et pour ce mouvement on a pu prévoir une période d'oscillation de 1 seconde 1/2 à 2 secondes; c'était justement à peu près celles des ondes du tremblement de terre du même jour à Salonique, telle qu'on l'a mesurée dans les observatoires de l'Europe centrale. En dépit de la distance, mais sans se permettre une affirmation catégorique, le savant séismologue autrichien admet que ces ondes séismiques ont pu communiquer leur mouvement au campanile précisément à la faveur de cette identité de période. Or, cet édifice présentait quelques crevasses, signalées peu de jours

[1] Bodenbewegungen und die Stabilität der Bauten (*Neueste Erdbeben-Nachrichten*, 1907, VI, p. 17, 45).

[2] De l'oscillographe double et de son emploi pour l'étude du roulis et du tangage (*Trans. seism. soc. of Japan*, 1890, XV, p. 1).

avant l'événement, de sorte que les oscillations acquises ont pu facilement aussi dépasser sa limite d'élasticité déjà fort diminuée. La relation de cause à effet serait donc parfaitement admissible, la longueur de la période ayant empêché les ondes de se traduire sous forme de macroséisme à cette distance de l'origine. Il va sans dire qu'une explication de ce genre demande à être ultérieurement vérifiée par d'autres observations plus précises, mais en aucun cas elle ne saurait être étendue à des constructions massives comme le barrage de Bouzey. Quoi qu'il en soit, il sera toujours particulièrement délicat d'introduire de tels arguments en justice comme on l'a fait à propos de cette dernière construction.

Après le tremblement de terre de San Francisco, du 18 avril 1906, l'incendie a fait rage, et c'est à cette dernière cause qu'est due la plus grande partie du désastre. On a pu se demander pendant quelque temps si les compagnies d'assurances contre l'incendie n'allaient pas se retrancher derrière l'exception du cas de force majeure et reculer devant l'énormité des sommes à payer. Les intéressés n'auraient pas eu momentanément cette crainte, si on avait mis à exécution le projet si intéressant de Baratta[1]. Il faudra bien en arriver là, dans les pays à tremblements de terre, tant dans l'intérêt des populations si souvent éprouvées que dans celui des compagnies d'assurances qui touchant, dans ce but, des sommes importantes, ne seront plus tentées de discuter le plus ou moins de légitimité des indemnités qu'on leur réclame. Ce point de vue, purement économique, est la conclusion naturelle de tout ce qui a été exposé précédemment sur les conséquences matérielles des tremblements de terre et qu'il était impossible de passer sous silence, comme on l'a trop souvent fait antérieurement. Si l'esprit s'intéresse passionnément aux découvertes de la science pure, ce n'est pas une raison pour planer dans les hauteurs sereines sans se préoccuper des besoins de l'humanité et des services qu'elle est en droit d'attendre des efforts tentés pour atteindre la vérité.

[1] *Una pratica applicazione degli studi sismici.* Progètto di assicurazione contro i danni dei terremoti (Voghera, 1899).

FIN.

NOTE SUR LA THÉORIE TECTONIQUE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Dans la *Géographie séismologique,* nous nous sommes efforcé d'accumuler les preuves en faveur de la théorie tectonique des tremblements de terre, en montrant que les mêmes circonstances géologiques amènent les mêmes conditions séismiques de stabilité ou d'instabilité, quelle que soit la région du globe où on les étudie. Assurément, cette théorie acquiert un haut degré de certitude par la généralité des relations séismico-tectoniques observées ; mais il lui manquait, jusqu'à présent, la contatation effective de l'existence actuelle, au sein des couches terrestres, d'efforts de compression pouvant aller jusqu'à les plisser, les fracturer et les ébranler jusque dans leur tréfonds. Sans doute, le cas du grès de Monson (Massachusetts) est connu depuis longtemps : au sortir de la carrière, les blocs se dilatent avec bruit, ou se bombent suivant ce qu'on a fort heureusement appelé des anticlinaux en miniature qui souvent se rompent à leur sommet, avec une véritable explosion, en projetant en l'air de la poussière et des pierres ; une fois même, cet effet se produisit sur une masse rocheuse de trente pieds de diamètre environ sur un pied d'épaisseur, qui sauta en formant un monceau de débris sur trois pieds d'épaisseur. Nous n'avions pas mauqné d'utiliser ce phénomène classique pour appuyer la théorie tectonique des tremblements de terre sur l'existence réelle d'efforts mécaniques dans les masses constituant l'écorce terrestre. Malheureusement cet exemple était unique, en apparence du moins, en ce sens que les séismologues n'avaient pas dirigé leur attention sur les faits du même genre que les praticiens de l'art des mines avaient signalés en très grand nombre, depuis un demi-siècle. L'insuffisance d'une preuve ainsi basée sur un seul fait n'avait pas échappé aux partisans des anciennes théories séismiques. Aussi Rzehak[1] vient-il de rendre un signalé service à la séismologie, en réunissant à son intention les nombreux faits observés dans les mines comme dans les ravaux de creusement des tunnels, et qui militent en faveur de la théorie tectonique.

Sans insister davantage sur les cas analogues au grès de Monson, il

[1] Bergschläge und verwandte Erscheinungen (*Zeitschr. f. praktische Geol.*, Nov. 1906, p. 345. Traduit en français dans: *Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, Procès-verb.. Séance du 22 janvier 1907, p. 25).

est hautement instructif de se reporter aux intéressantes observations que les mines de houille de l'Allemagne et de l'Autriche ont fournies à Rzehak et dans lesquelles la brusque décompression des couches, produits par les vides dus à l'exploitation même, a été assez énergique pour donner lieu à de véritables tremblements de terre. C'est ce que l'on a pu constater le 2 juillet 1897 et le 24 mars 1899 dans le bassin de Dortmund. Le 14 juillet 1869, le mur des galeries éclata littéralement et ce phénomène y causa toute sorte de dégâts, sans compter la mort de plusieurs mineurs. A la surface, c'est-à-dire à plus de 500 mètres au-dessus, l'ébranlement affecta une aire de 10 kilomètres de rayon. Au-dessus de la mine, le mouvement avait été vertical dans l'intérieur d'un cercle de 2 kilomètres de rayon et horizontal tout autour. Une cloche d'église fut mise en branle, le sol se crevassa, les voies ferrées furent disjointes; enfin il y eut des secousses prémonitoires et consécutives plus faibles. Tout cet ensemble, y compris le bruit, définit donc, de la manière la plus frappante, un véritable séisme, et des observations plus récentes dans les districts métallifères de la Bohême, comme à Kladno et à Przibram, comportent aussi la même assimilation complète. Ce qu'il importe de remarquer ici, c'est qu'il n'est plus question, comme dans le bassin franco-belge, ainsi qu'on l'a exposé dans la *Géographie séismologique*, d'attribuer les ébranlements à des affaissements venant combler les vides produits par l'exploitation. Non seulement les galeries ne sont pas comblées, ce qu'exigerait l'explication précédente, mais le phénomène initial est exclusivement restreint aux roches consistantes, ce qui suffit à la condamner. Il est donc très légitime de faire intervenir des efforts tectoniques de plissement libérés par l'exploitation. Comme le dit Baumgartner[1], cité par Rzehak : « Dans les couches s'est emmagasinée une partie de la force qui a donné naissance à la formation du bassin ; d'où éclatement et fissuration, relâchement brusque dès qu'on dégage le terrain formant butoir. »

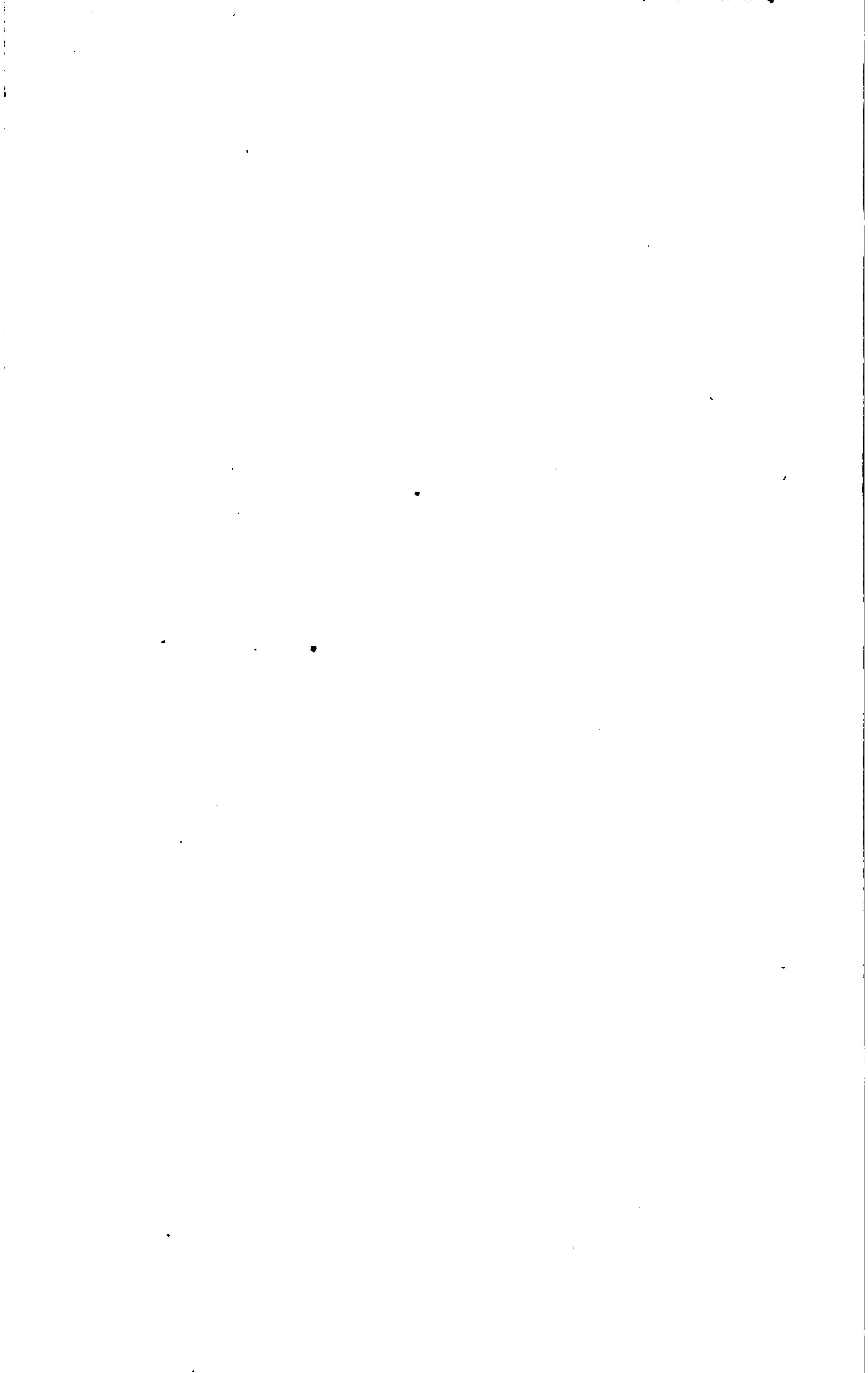
Ces *Bergschläge* ou *Gebirgstösse* des ingénieurs des mines allemands, très fréquents dans le bassin de Dortmund, sont décrits comme « une détonation d'arme à feu suivie d'une forte pression de l'air; les couches de houille se détachent en détonant et les masses charbonneuses, réduites la plupart du temps en grains fins, sont projetées au loin dans les galeries; le mur se bombe, le boisage est renversé, sans être rompu en général; tout ce qui se trouve dans le voisinage du lieu de l'accident est projeté en avant. Le toit reste ordinairement intact. Dans plusieurs cas, on observe de fortes accumulations d'air dues à la commotion. A la surface se produisent des manifestations séismiques, souvent accompagnées d'un bruit de tonnerre. »

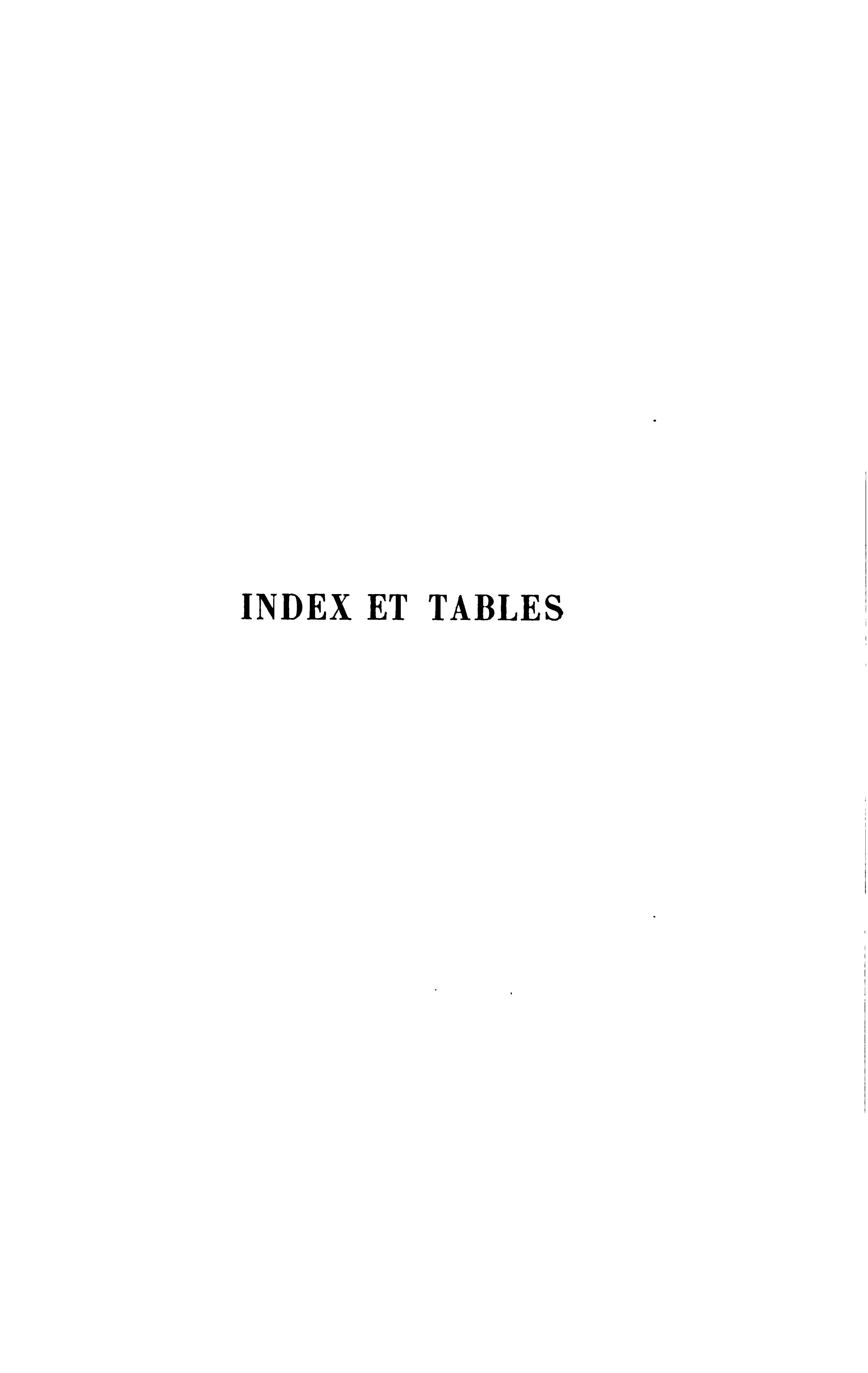
Rzehak attire encore l'attention sur les bruits séismiques indépendants

[1] Ueber Störungen und eigenartige Druckerscheinungen (sogen « Pfeilerschüsse » oder « Kohlenstassexplosionen ») in der oberbayerischen tertiären Kohlenmulde auf Grube Haushane (*Oesterr. Zeitschr. f. Berg-und Huttenwesen*, 1900, Nr. 36, p. 461).

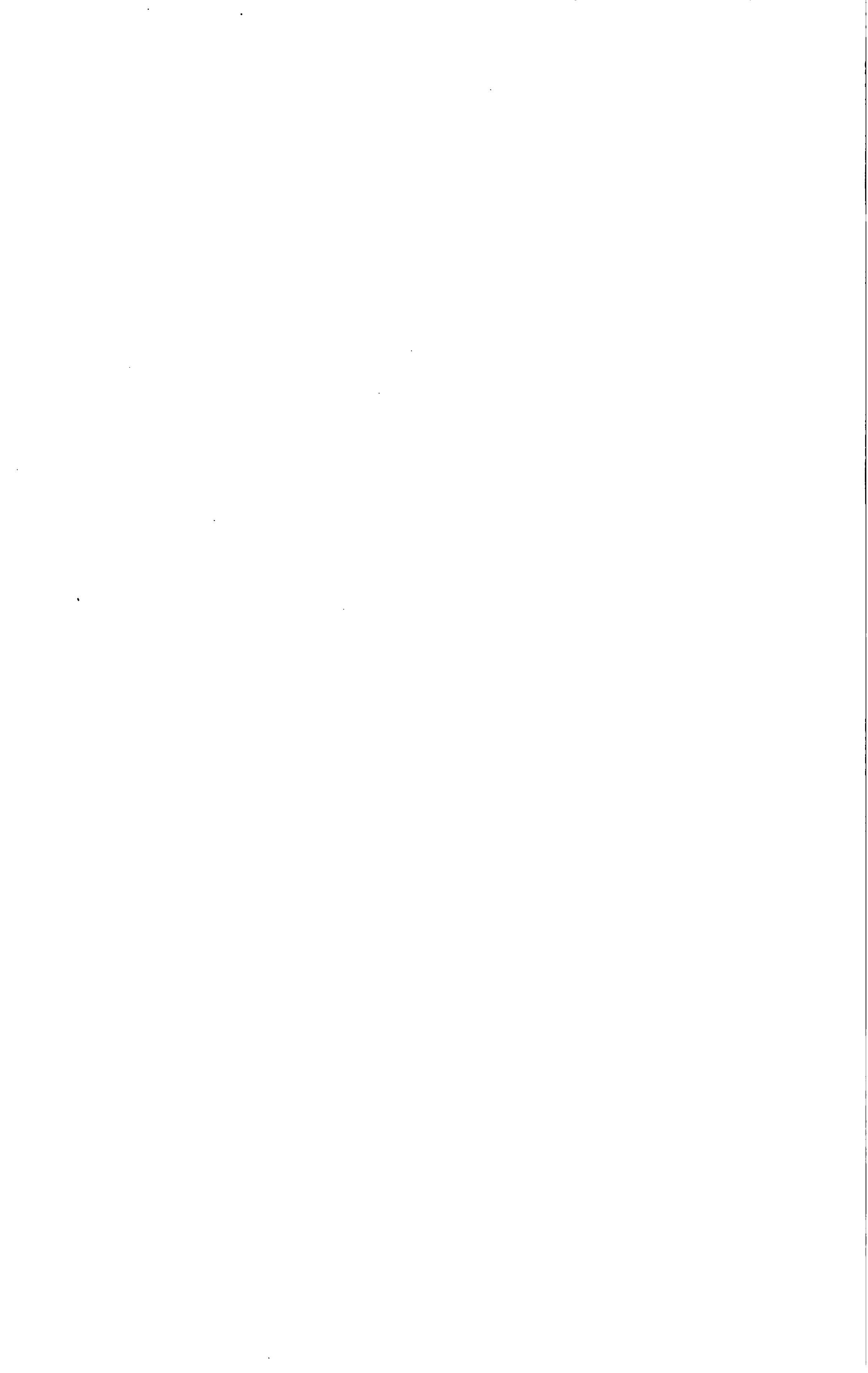
des tremblements de terre et qui trouvent dans l'éclatement spontané des roches, par suite du jeu naturel des efforts tectoniques, une claire explication, en dehors même de toute exploitation minière ; de sorte que de cet ensemble de recherches résulte une éclatante démonstration de l'origine tectonique des tremblements de terre et des mistpoeffers tout à la fois. On doit donc conclure avec lui que « dans les *Bergschläge*, nous avons pris le démon des tremblements de terre en flagrant délit ». Il ajoute : « Comme la pression latérale de plissement n'est qu'une autre manifestation du même démon, on peut faire valoir les *Bergschläge* comme des arguments très importants en faveur de la théorie moderne de la formation des montagnes. »

Les phénomènes séismiques deviennent ainsi, suivant une très heureuse expression, le résultat de la libération des compressions orogéniques des couches terrestres, lorsque quelque partie de ces mêmes couches finit par céder sous l'effort. Il est très intéressant de noter que ce sont les pseudo-séismes qui, mieux observés et interprétés, apportent un puissant argument en faveur de la théorie tectonique des vrais séismes.





INDEX ET TABLES



INDEX ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS CITÉS

TABLE GÉOGRAPHIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES TREMBLEMENTS DE TERRE UTILISÉS [1]

LE CONTINENT NORD-ATLANTIQUE

[1] On a suivi les divisions de la *Géographie séismologique.*

LES AIRES CONTINENTALES EXTRA-EUROPÉENNES LE PACIFIQUE

LE GÉOSYNCLINAL MÉDITERRANÉEN OU ALPIN

XVII. **L'Italie.**

1. *L'Italie continentale.*

2. *L'Italie péninsulaire.*

3. *Sicile et îles adjacentes.*

XVIII. **Bassin Occidental de la Méditerranée.**

2. *Espagne du Sud-Est.*

3. *Pays barbaresques.*

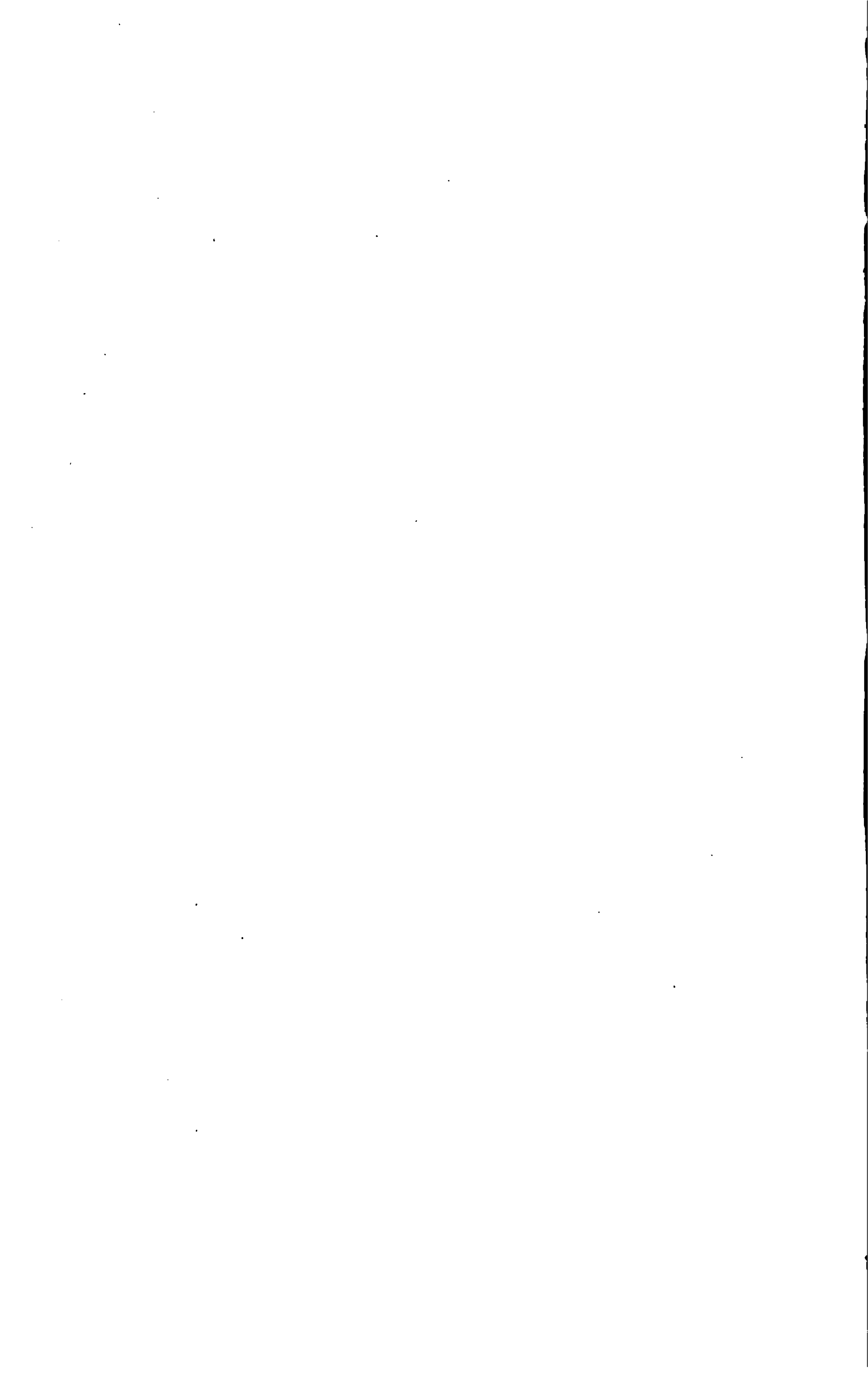


TABLE DES FIGURES ET CARTES

TABLE DES TABLEAUX

LISTE DES TRAVAUX SÉISMOLOGIQUES

DE L'AUTEUR[1]

I. — Travaux théoriques ou statistiques.

Note sur la recherche de la corrélation entre deux ordres de faits (*C. R. Ac. Sc.*, CIV, 1887, p. 1148).

Sur la répartition horaire des séismes et leur relation supposée avec les culminations de la lune (*C. R. Ac. Sc.*, CIX, 1889, p. 327).

Étude sur la répartition diurne-nocturne des séismes et leur prétendue relation avec les culminations de la lune (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Décembre 1889).

Sur la répartition saisonnière des séismes (*C. R. Ac. Sc.*, CXII, 1891, p. 500).

Étude critique des lois de répartition saisonnière des séismes (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Mai 1891. — *Mem. Soc. cientif. Antonio Alzate*, IV).

Sur la recherche des conditions géographiques et géologiques caractérisant les régions à tremblements de terre (*C. R. Ac. Sc.*, CXIV, 1892, p. 933).

Sur la rose sismique d'un lieu (*C. R. Ac. Sc.*, CXVIII, 1894, p. 724).

Sur une évaluation approchée de la fréquence des tremblements de terre à la surface du globe (*C. R. Ac. Sc.*, CXX, 1895, p. 577).

Relation entre le relief et la sismicité (*C. R. Ac. Sc.*, CXX, 1895, p. 1183. — *Arch. Sc. ph. et nat.*, Septembre 1895).

Sur une limite supérieure de l'aire moyenne ébranlée par un tremblement de terre (*C. R. Ac. Sc.*, CXXI, 1895, p. 434).

Relation entre la fréquence des tremblements de terre et leur intensité (*Bol. Soc. sism. ital.*, III, 1897, p. 9).

Sur l'impossibilité de représenter par les courbes isosphygmiques, ou d'égale fréquence de séismes, la répartition de l'instabilité dans une région sismique donnée (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXIII, 1901, p. 455).

Non existence et inutilité des courbes isosphygmiques, ou d'égale fréquence des tremblements de terre (*Beitr. zur Geophysik*, V., 1902, p. 467).

Ueber das vermeintlich regelmässige Fortschritten des Epicentrums bei Erdbeben mit zahlreichen Nachbeben (*Die Erdbebenwarte*, II, 1902, p. 14).

La théorie sismico-géologique du Déluge, par Suess (*Rev. des Questions scientif.*, Octobre 1902).

Sur les anomalies de la pesanteur dans certaines régions instables non expliquées (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXVI, 1903, p. 706).

Considerazioni a proposito dei terremoti della vallata del Po (*Bol. soc. sism. ital.*, VIII, 1903, p. 241).

[1] Certaines communications à l'Académie des Sciences ne sont que le résumé de mémoires plus étendus, publiés dans d'autres recueils sous un titre identique ou analogue.

Les animaux prévoient-ils les tremblements de terre (*Rev. des Quest. scientif.*, Juillet 1903).

Essai sur le rôle séismogénique des principaux accidents géologiques (*Beitr. zur Geophysik*, VI, 1903, p. 21).

Sur l'existence de deux grands cercles d'instabilité sismique maxima (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXVI, 1903, p. 1707).

Loi générale de la répartition des régions sismiques à la surface du globe (*C. R. 2e Conférence séism. intern.*, Leipzig, 1904, p. 325).

La sismicité, critérium de l'âge géologique d'une chaîne ou d'une région (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXIX, 1904, p. 318).

Sur la coïncidence entre les géosynclinaux et les grands cercles de sismicité maxima (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXIX, 1904, p. 686).

Géosynclinaux et régions à tremblements de terre. Esquisse de géographie sismico-géologique (*Bull. Soc. belge de Géol.*, *Paléont. et Hydrol.*, Mém. 1904, p. 243).

Les tremblements de terre et les systèmes de déformation tétraédrique de l'écorce terreste (*Ann. de géog.*, XV, 1906, p. 1).

Sur les prétendues lois de répartition mensuelle des tremblements de terre (*C. R. Ac. Sc.*, XLIII, 1906, p. 146. — *Bull. Soc. belge. Géol. Paléont. et Hydrol.*, Proc.-verb., 1906, p. 183).

II. — Description séismique du globe.

Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América. San-Salvador, 1884, In-8°.

Tremblements de terre et éruptions volcaniques au Centre-Amérique. Dijon, 1888, In-4°. (*Mém. Soc. Sc. nat. Saône-et-Loire*).

La Suisse séismique (*Arch. Sc. ph. nat.*, Juillet 1892).

La France et l'Algérie séismiques (*Ann. des Mines*, Septembre 1892).

Mexico sismico (*Mem. Soc. cientif. Antonio Alzate*, VI, 1893).

L'Europe centrale séismique (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Janvier 1894).

Le Monde scandinave séismique (*Geol. For. i Stockholm Forhandlingar.*, XVI, 1894).

La péninsula ibérica sismica y sus colonias (*Soc. españ. hist. nat. Madrid*, 1894, p. 175).

L'Italie sismique (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Janvier 1895).

Les Indes néerlandaises sismiques (*Natuurk. Tijdschr. voor Neederlandsch-Indieë*, LVII, 1896, p. 347).

Seismic phenomena in the british empire (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, November 1866).

Le Japon sismique (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Février et Mars 1897).

Les États-Unis sismiques (*Arch. Sc. ph. et nat.* Mars 1898).

L'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud sismiques (*Mem. Soc. cientif. Antonio Alzate.* XI, 1898, p. 265).

L'Asie moyenne sismique. De la Chine à la Perse et à l'Arabie (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Avril 1899).

Sismicité de l'empire russe (*Bull. Com. géol.*, Saint-Pétersbourg, XVIII, 1899, p. 196. En russe, résumé en français).

Le Mexique sismique (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Mars 1900).

Sismicité de la péninsule balkanique et de l'Anatolie (*Bull. Com. géol.*, XIX, 1900, p. 31. En russe, résumé en français).

La Grecia sismica (*Bol. Soc. sism. ital.*, VI, 1900, p. 115).

De Seismen der Philippijnen (*Natuurk. Tijdschr. voor Neederlandsch-Indieë*, LXI, 1901).

Les Océans séismiques (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Avril 1901).

Les tremblements de terre de plissement dans l'Erzgebirge (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXIV, 1902, p. 96).

L'Erzgebirge géologico-sismique (*Arch. Sc. ph. et nat.*, Avril 1902).

Sur l'influence sismique des plissements armoricains dans le Nord-Ouest de la France et le Sud de l'Angleterre (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXIV, 1902, p. 786).

Sur les régions océaniques instables et les côtes à vagues séismiques (*Arch. sc. ph. et nat.* Juin 1903).

Relations géologiques des régions stables et instables du Nord-Ouest de l'Europe. PREMIÈRE PARTIE. Iles Britanniques et Bretagne (*Ann. Soc. sc. de Bruxelles*, XXVIII, 2e partie, 1903); DEUXIÈME PARTIE. Centre et Nord de la France, Allemagne et Bohême (*Id.* XXX, 2e partie, 1905).

Sur les tremblements de terre de la Roumanie et de la Bessarabie (*C. R. Ac. Sc.*, CXXXVIII, 1904, p. 830).

Les Andes Méridionales sismiques (*Bull. Soc. belge Géol. Paléont. et Hydrol.* XVIII, 1904, p. 79.)

The seismic phenomena in the anglo-indian empire and their connection with its geology (*Mem. Geol. Surv. India*, XXXV, part 3, 1904).

Les relations sismico-géologiques de la Méditerranée antillienne (*Mem. Soc. cientif. Antonio Alzate*, 1904, p. 351).

Les relations sismico-géologiques du massif barbaresque (*Arch. sc. ph. et nat.*, Août 1904).

La Roumanie et la Bessarabie sismiques (*An. Inst. met. al. Romîniei*, XVII, B. 57, Bucarest, 1905. En français et en roumain).

Le tremblement de terre du Pendjab (*Annales de Géogr.*, 1905).

Les tremblements de terre. Géographie séismologique, Paris, Librairie Armand Colin, 1906. In-8°, 475 p., 89 cartes et figures et 3 cartes hors texte.

III. — Séismologie appliquée.

Effets des tremblements de terre sur les constructions et moyens d'y remédier (*Revue du Génie*, Paris, 1894. — *Bol. mens. Obs. met. c. Mexico.*, 1896, 37).

L'art de bâtir dans les pays à tremblements de terre (en français dans : *l'Architecture* XIXe année, 1906; — en allemand : *Beitr. zur Geophysik*, VII, 1904, p. 137, 281; — en espagnol : *An. del museo nac.*, San Salvador, I, 1906-07).

TABLE DES MATIÈRES

DEUXIÈME PARTIE

LES MICROSÉISMES, OU LES TREMBLEMENTS DE TERRE INSTRUMENTAUX. SÉISMOLOGIE INSTRUMENTALE OU THÉORIQUE.

Paris. — Typ. Ph. Renouard, 19, rue des Saints-Pères. — 47256.

